



Università degli Studi di Cagliari
Scuola di Dottorato in Ingegneria e Scienze per l'Ambiente e il Territorio
Dottorato in Scienze della Terra
Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche.
Via Trentino, 51 – Cagliari

XXV ciclo

Geomorfologia del Margine Continentale della Sardegna meridionale

SSd GEO/04

Presentata da:
Dott. Samuele Todde

Tutor:
Prof. Paolo E. Orrù

Coordinatore Dottorato
Prof. Marcello Franceschelli

Esame finale anno accademico 2012 – 2013

Sommario

ABSTRACT	5
INTRODUZIONE	6
Capitolo 1 – INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	8
Capitolo 2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE REGIONALE.....	11
2.1 BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	14
2.2 LE COPERTURE MESOZOICHE E PALEOCENICHE	19
2.3 LA TETTONICA OLIGO – MIOCENICA	25
2.3.1 Geometria del rift sardo e relativo vulcanismo associato alle fasi di rifting	31
2.4 IL MIOCENE SUPERIORE-PLIOCENE	33
2.5 IL PLIO - QUATERNARIO	34
2.5.1 Le principali formazioni pleistoceniche.....	36
2.5.2 L’Olocene	43
Capitolo 3 – IL MARGINE CONTINENTALE DELLA SARDEGNA MERIDIONALE.....	47
Capitolo 4 - GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE: CONOSCENZE PRECEDENTI.....	51
Capitolo 5 – METODI	59
5.1 CAMPAGNE OCEANOGRAFICHE “PLACERS”	62
5.2 METODOLOGIA D’INDAGINE	64
5.2.1 Acquisizione dati multibeam	66
5.2.2 Processing dei dati multibeam	68
5.2.3 Acquisizione dati SBP (Sub Bottom Profiler)	69
5.3 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA “CANALE DI SARDEGNA 2009”	70
5.3.1 Strumentazione utilizzata.....	70
5.3.2 Rilievo morfobatimetrico.....	70
5.4 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA “SARDEGNA 2010”	72
5.4.1 Strumentazione utilizzata.....	72
5.4.2 Rilievo morfobatimetrico.....	72
Capitolo 6 – IL SISTEMA PIATTAFORMA CONTINENTALE - SCARPATA DEL GOLFO DI CAGLIARI: I CANYON.....	75

6.1 ANALISI QUANTITATIVA DEL SISTEMA DI CANYON DEL GOLFO DI CAGLIARI	76
6.1.1 Introduzione alle analisi quantitative dei sistemi di canyon/canale sottomarini	76
6.1.2 Morfologia generale dei sistemi di canyon e canali all'interno del Golfo di Cagliari.....	77
6.2 ANALISI QUANTITATIVA DEL SANT'ELIA - FOXI CANYON	82
Canyon 0:.....	87
Canyon 1:.....	94
Canyon 2:.....	99
Canyon 3:.....	105
Canyon 4:.....	110
6.3 ANALISI QUANTITATIVA DEL SARROCH CANYON.....	113
Canyon 5:.....	116
6.4 ANALISI QUANTITATIVA DEL PULA CANYON	131
Canyon 6:.....	133
Canyon 7:.....	140
Canyon 8:.....	150
6.5 DISCUSSIONE DEI RISULTATI IN RELAZIONE AL CONTROLLO DELLA TETTONICA E DEI PROCESSI EROSIVI E DEPOSIZIONALI SULLA GEOMETRIA DEI CANYON.....	153
Capitolo 7 – IL SISTEMA PIATTAFORMA CONTINENTALE - SCARPATA DEL GOLFO DI CAGLIARI: LE FRANE.....	167
7.1 ANALISI QUANTITATIVA DEL SISTEMA DI FRANE DEL GOLFO DI CAGLIARI	168
7.1.1 Introduzione alle analisi quantitative dei sistemi di frane sottomarine.....	168
7.1.2 Morfologia generale dei sistemi di frane nel Golfo di Cagliari	173
7.1.3 Frane rilevate all'interno dei sistemi di Canyon:	175
7.1.4 Frane rilevate nel settore piattaforma continentale – scarpata superiore:.....	181
7.1.5 Frane rilevate nelle pendici del rilievo strutturale di Su Banghittu:	192
7.2 DISCUSSIONE DEI RISULTATI DEI PROCESSI GRAVITATIVI ANALIZZATI.....	199
Capitolo 8 – CONCLUSIONI.....	217

BIBLIOGRAFIA	224
ALLEGATI.....	241
CARTA DEGLI ELEMENTI MORFOBATIMETRICI	242
ATLANTE “CAGLIARI”	243

ABSTRACT

The study submitted in this thesis is related to the continental margin of southern Sardinia, including the continental platform and the upper portion of the continental slope to a depth of about 2000 meters, is included within the Gulf of Cagliari, limited to the west by Capo Teulada and on the east by Capo Carbonara. The continental margin of southern Sardinia has been investigated for the first time through high resolution *morphobatimetric* (multibeam) *data* not interpolated. Have been defined Geo Risks associated with characteristics of escarpment's gravitational processes and the dynamics of channeled flows that affect the evolution of systems of canyons. The multibeam data have been acquired during two cruises: MaGIC Canale di Sardegna 2009 and MaGIC Sardegna 2010, whit the research ship "Universitatis"; Subbottom Profile data have been acquired to support the geological interpretation. The classification of the morphobatimetric elements identified the continental shelf, the slope, areas of diffused erosion, canyons and channels and areas affected by big submarine landslides. The detailed morphometric analysis carried out for each system of canyons and channel offered further information on the evolution dynamics and on the state of activity of the margin. Were detected evidence related to uplift movements for the Sarroch Canyon, which present meander features and at least three orders of terraces. In the Pula Canyon area was observed the absence of intra-channel storage, index of tectonic activity related to the recent evolution of the western margin of the Gulf of Cagliari. Have been studied in detail five great submarine landslides in the Gulf of Cagliari, including the margin between the continental shelf and the upper continental slope. Models have been proposed of the evolutionary dynamics and triggering of landslides, related the slowly tectonic influence, the presence of hydrates, within the sedimentary package, and finally the seismic triggering as the main factor of initiation of underwater landslides.

Keywords: continental shelf; slope; channeled flows; canyon; submarine landslide.

INTRODUZIONE

Lo studio dei fondali marini con tecnologie ad altissima risoluzione offre un dato base dal quale estrapolare diversi aspetti applicativi. Questi studi possono essere utilizzati allo scopo di identificare le dinamiche evolutive dei sedimenti presenti in piattaforma ed in scarpata, effettuando valutazioni sul rischio dell'attivazione di movimenti gravitativi di massa.

Questo aspetto è valutato nell'ambito del progetto MAGIC (Marine Geohazards Along the Italian Coasts). In questo progetto ci si pone l'obiettivo di tutelare le aree marino - costiere, interessate da un intenso processo di antropizzazione e sfruttamento delle risorse, dal verificarsi di determinati eventi naturali.

Il riconoscimento e la definizione degli elementi di pericolosità dei fondali marini deriva dalla capacità di mettere in relazione le caratteristiche morfobatimetriche dei fondali con l'evoluzione geologica dei margini continentali e con i processi attuali. Integrando i dati morfobatimetrici con quelli geologici e ambientali è possibile ricostruire un quadro generale della pericolosità che consenta di analizzare e valutare il rischio potenziale per le aree costiere e le infrastrutture o risorse antropiche presenti.

Lo studio che è stato condotto tra la Piattaforma Continentale e la Scarpata Continentale della Sardegna meridionale ha avuto come obiettivo principale l'individuazione di fenomeni di instabilità gravitativa che possano interessare più o meno considerevolmente le opere e le attività antropiche prossime ad un ipotetico evento.

Tale scopo è stato raggiunto integrando i dati di nuova acquisizione con gli studi effettuati in precedenza da diversi autori, i quali, a causa delle differenti metodologie di acquisizione, offrivano una visione marginale rispetto al tema che si è voluto affrontare.

Gli studi precedenti relativi al margine continentale della Sardegna meridionale, sono stati condotti a partire dai primi anni '70 attraverso molteplici campagne oceanografiche che miravano ad una investigazione della coltre sedimentaria e delle caratteristiche geologico - strutturali del margine (campagne oceanografiche "Sardegna 70", "Placers" MCS/85/87/88).

Con l'ausilio di nuove metodologie di indagine, è stata prodotta una classificazione da un punto di vista quantitativo dei diversi sistemi morfodinamici rilevati nell'area di studio. Sono stati forniti nuovi elementi utili alla comprensione ed alla reinterpretazione dei processi sedimentari propri dei canyon e del bordo superiore della scarpata, definendo

sotto l'aspetto spaziotemporale i principali fattori di controllo che ne hanno guidato l'evoluzione.

Ci si è posti l'obiettivo di formulare interpretazioni correlabili con processi studiati in aree diverse da quella di indagine, in modo da poter essere utilizzati come supporto scientifico di comparazione per la formulazione di ulteriori considerazioni morfosedimentarie, e nella pianificazione di tutte le opere antropiche da realizzare o già presenti nell'area indagata.

Gli studi effettuati e le evidenze rilevate sono sintetizzati all'interno di una cartografia tematica degli elementi di pericolosità dei fondali marini lungo il margine continentale della Sardegna meridionale, in maniera tale da definire e rappresentare i principali elementi morfobatimetrici, in particolar modo quelli derivanti da dinamiche che implicano mobilità e/o instabilità dei sedimenti e le conseguenti situazioni di pericolosità per le infrastrutture e le aree pericostiere urbanizzate.

Il lavoro è strutturato in 3 sezioni: una sezione d'inquadramento prevalentemente frutto della ricerca bibliografica; una seconda sezione dedicata alla tipologia di dati acquisiti ed ai metodi, nel quale sono descritte le elaborazioni svolte sugli stessi per permettere l'interpretazione; una terza sezione nella quale è stata sviluppata l'analisi geologica e geomorfologica della Scarpata Continentale e della Piattaforma Continentale della Sardegna meridionale.

Capitolo 1 – INQUADRAMENTO GEOGRAFICO



Figura 1 - Localizzazione geografica dell'area oggetto di studio.

L'area interessata dagli studi interessa il margine continentale della Sardegna meridionale (Figura 1), comprende oltre la piattaforma parte della scarpata superiore che si estende fino ad una profondità di circa 2000 metri, è compresa all'interno del Golfo di Cagliari, limitata ad ovest da Capo Spartivento e ad est da Capo Carbonara.

Il dettaglio dell'area indagata proposta in questo lavoro di tesi è illustrato in Figura 2, dove è visibile il DTM (*Digital Terrain Model*) dei fondali compresi all'interno del Golfo di Cagliari.

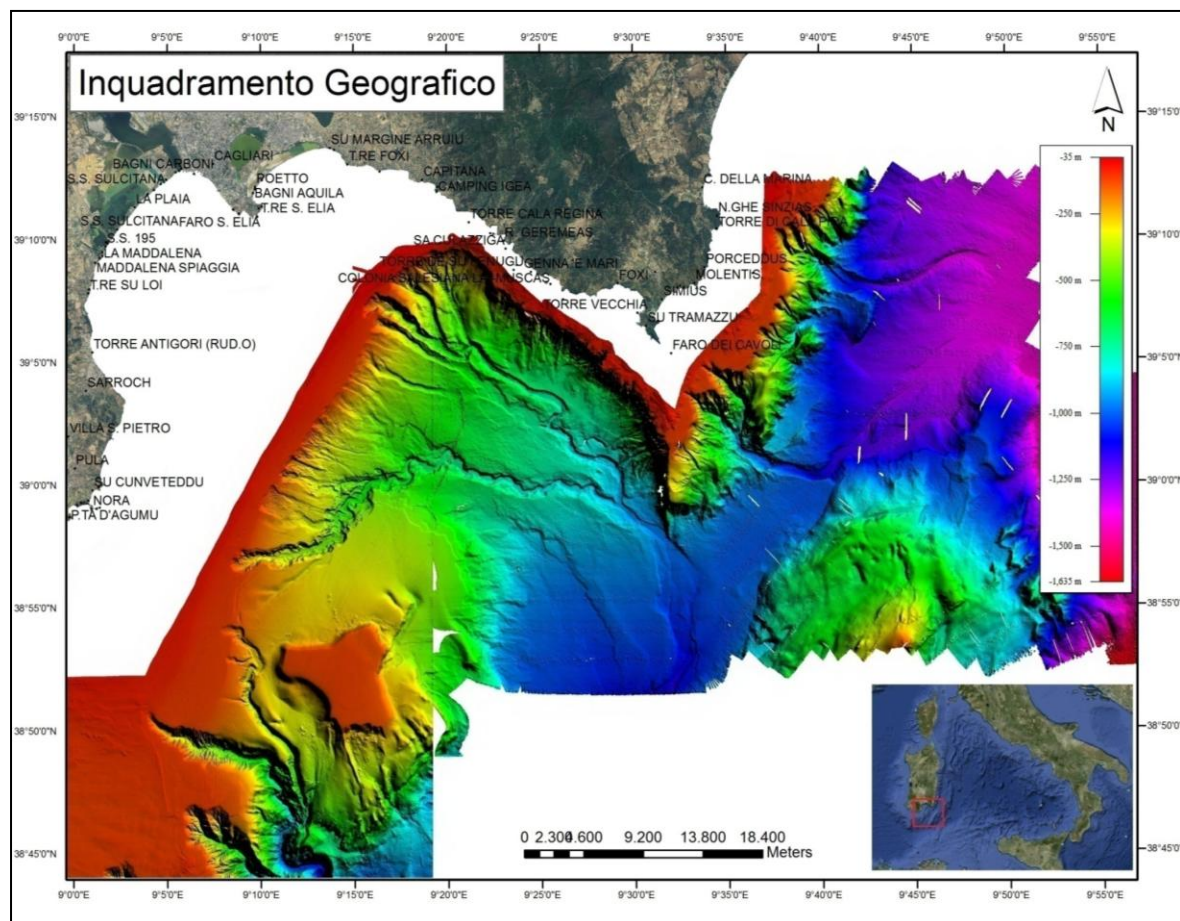


Figura 2 - Rappresentazione del DTM (Digital Terrain Model) dei fondali indagati nel Golfo di Cagliari ottenuto dal rilievo Multibeam a copertura totale.

Capitolo 2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE REGIONALE

La Sardegna è suddivisa in tre grandi complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico paleozoico, il complesso intrusivo tardo paleozoico e le coperture vulcano-sedimentarie tardo paleozoiche, ed in subordine da rocce granitoidi e coperture non metamorfiche (Figura 3).

L'area di interesse è costituita prevalentemente da coperture vulcano-sedimentarie cenozoiche.

Il basamento risulta costituito da litotipi relativi all'orogenesi ercinica, che ha prodotto deformazioni, metamorfismo ed un importante magmatismo intrusivo ed effusivo. L'età ercinica della deformazione (Carbonifero inferiore) è ben definita sia su basi stratigrafiche (Cocozza, 1967; Olivieri, 1969), che radiometriche (Di Simplicio *et al.*, 1975; Ferrara *et al.*, 1978).

Una tettonica caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti (Arthaud & Matte, 1975) è associata alle fasi finali di esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite calcoalcalino ed è contemporanea ai depositi stefaniano - permiani (tettonica tardo-ercinica; Sarria & Serri, 1986).

Non sono rilevate significative evidenze relative alla tettonica post ercinica. Sono note alcune discordanze a vari livelli della successione, ma fino all'Eocene medio l'evoluzione della Sardegna sembra caratterizzata solo da lenti movimenti verticali che determinano profonde trasgressioni e regressioni sul penepiano ercinico. Nell'Oligocene la collisione appenninica riattiva il basamento sardo-corso, con faglie trascorrenti generalmente controllate da vecchi lineamenti ercinici e soprattutto tardo-ercinici (Alvarez & Cocozza, 1974).

A questa tettonica trascorrente seguono, nel Miocene inferiore e nel Plio-Pleistocene, fasi distensive correlabili con l'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie normali dirette N-S e NW-SE rispettivamente nella Sardegna orientale e occidentale (Carmignani *et al.*, 1992).

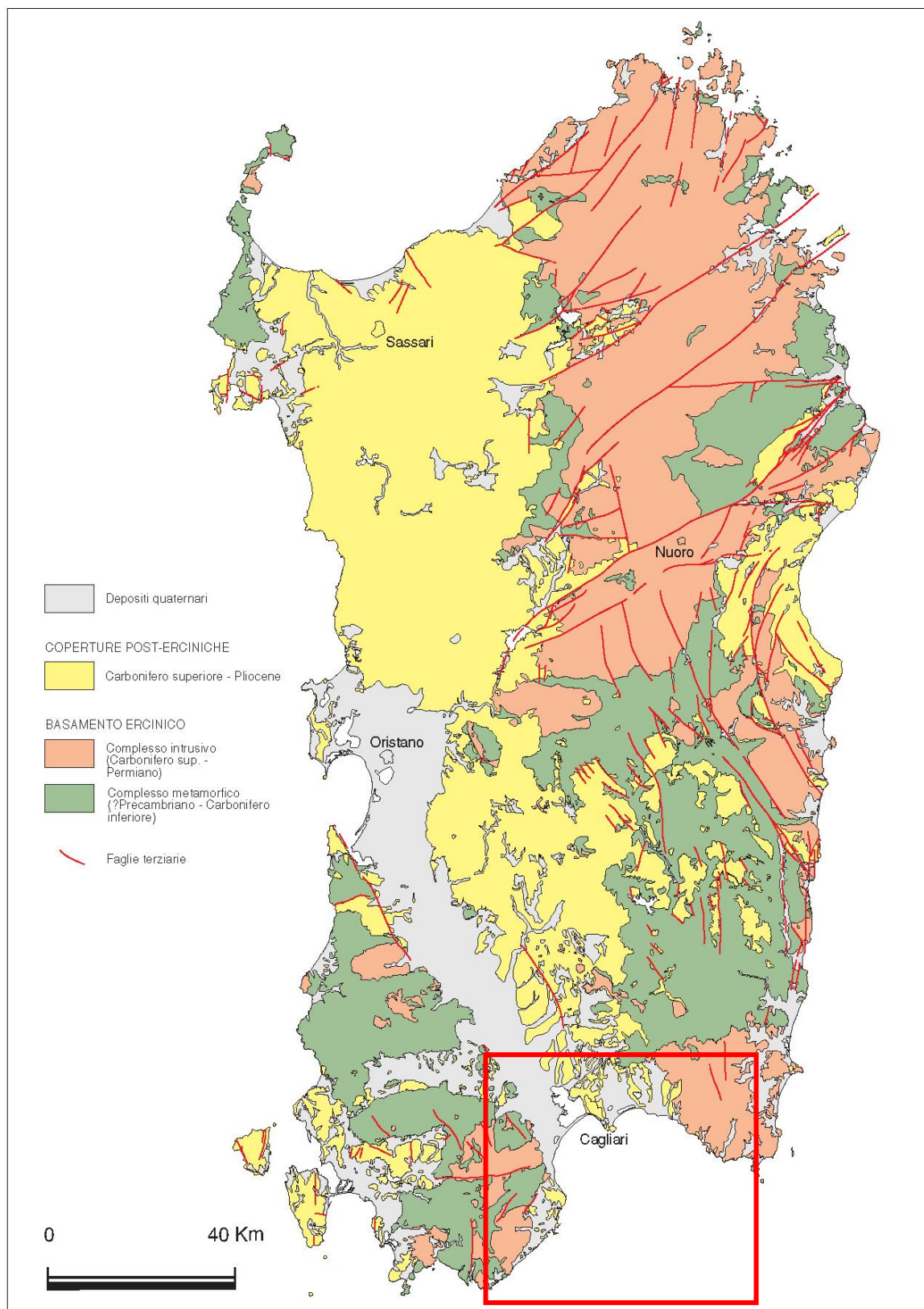


Figura 3 – Principali complessi geologici della Sardegna. Da Carmignani et al. 2001.

2.1 BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento sardo è un segmento della Catena ercinica sud-europea, separatosi dall'Europa solo nel Miocene inferiore (Burdigaliano). Restaurando il Blocco sardo-corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento delle due isole trovano la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (Arthaud & Matte, 1966; Westphal et al., 1976; Arthaud & Matte, 1977; Ricci & Sabatini, 1978; Edel et al., 1981; Cherchi & Montadert, 1982; Cherchi & Trémolières, 1984).

Le diverse ricostruzioni della geometria pre - mesozoica di questa catena (Matte, 1986; Vai & Coccozza, 1986) sono generalmente concordi nel delineare una cintura orogenica arcuata che dalla Spagna giunge al Massiccio centrale francese (Arco iberico-armoricano) (Figura 4).

Dati paleo magnetici, strutturali e affinità litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso, il quale rappresenta l'elemento più orientale ancora facilmente raccordabile con la catena sud – vergente, era unito al basamento sud-europeo (Arthaud & Matte, 1966; Westphal et al., 1976; Ricci & Sabatini, 1978) ed ha condiviso con la Provenza e la Catalogna l'evoluzione strutturale e sedimentaria almeno fino all'Oligocene (Cherchi & Montadert, 1982; Cherchi & Trémolières, 1984), prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua attuale posizione (Edel et al., 1981; Westphal et al., 1986; Vigliotti & Langenheim, 1995).

La zonazione tettonometamorfica del basamento paleozoico è considerata dagli autori identica a quella delle catene collisionali, derivante da una subduzione di tipo B seguita da collisione e sovrascorrimento fra due continenti. In quest'ottica, la Sardegna settentrionale e la Corsica rappresentano la parte più interna della catena, con la presenza di migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica di pressione intermedia (Franceschelli et al., 1982). La Sardegna centrale, nella zona compresa tra la linea Posada - Asinara e l'Iglesiente, è caratterizzata da falde erciniche con vergenza S-W e da metamorfismo epizonale, mentre la zona sud occidentale (Iglesiente - Sulcis) costituisce la zona esterna della catena con successioni paleozoiche e metamorfismo anchi - epizonale (Carmignani et al., 1982). L'orogenesi Ercinica, in Sardegna, coinvolge sedimenti e rocce vulcaniche precedenti il Carbonifero inferiore. I litotipi più antichi sono stati riferiti al Cambriano.

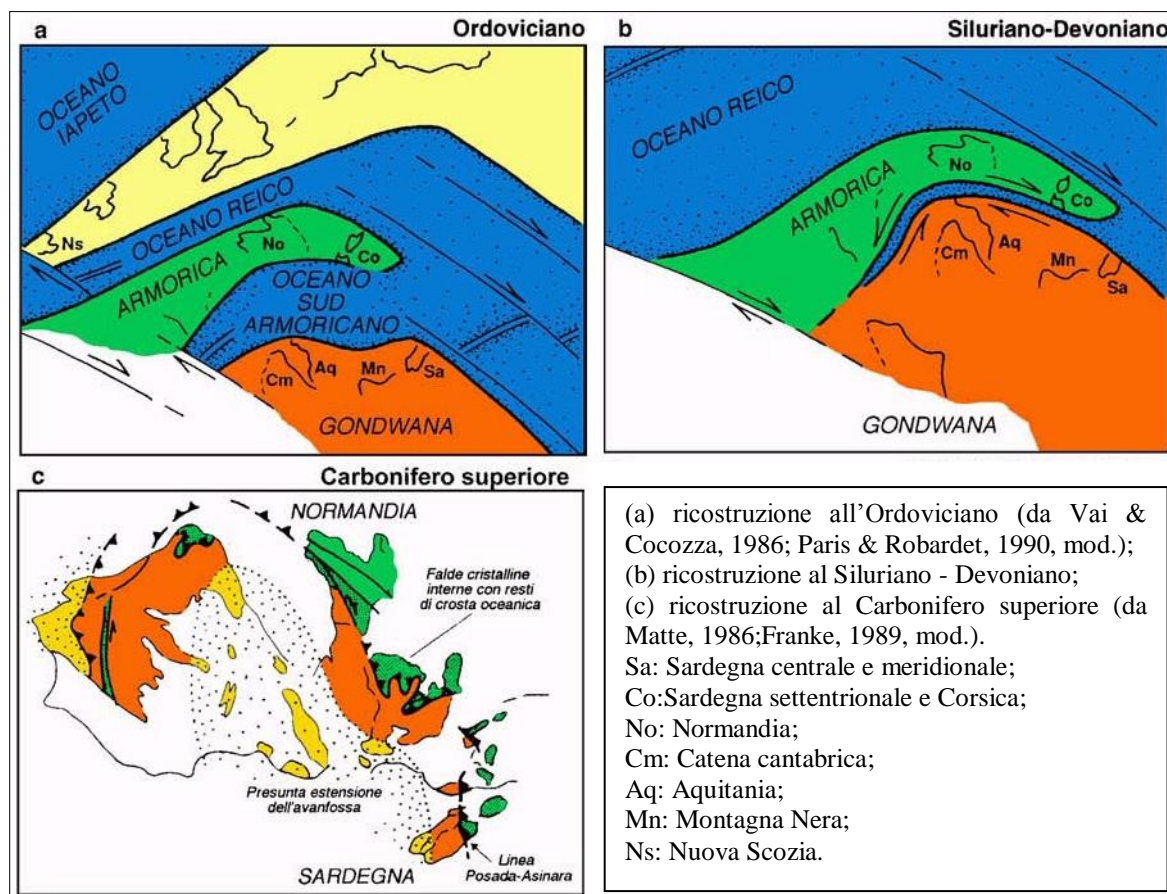


Figura 4 - Ricostruzioni paleogeografiche della Catena ercinica sud-europea. Da Carmignani et al., 2001.

Nel Cambriano si instaura un margine passivo che produce nella Sardegna centro-orientale sequenze epicontinentali prive di testimonianze di attività vulcanica sub-alkalina, con transizione a facies di mare profondo da S-W verso N-E.

I sedimenti del Cambriano - Ordoviciano inferiore della Sardegna centrale e sud - orientale sono ricoperti poi dai prodotti piroclastici e lavici calcalkalini di un ciclo vulcanico che si sviluppa tra l'Ordoviciano inferiore (Arenigiano) e l'ordoviciano superiore (Caradociano) (Garbarino et al., 1981). La composizione di queste vulcaniti va da riolitica ad andalusitica, fino a basaltica in analogia con quella dei prodotti vulcanici di quasi tutti i massicci ercinici mediterranei (Basamento spagnolo, Pirenei, Massiccio Centrale, Alpi orientali).

Tra l'Arenigiano e il Caradociano l'arco vulcanico migra da N-E verso S-W coinvolgendo grandi spessori di crosta continentale, così come testimonia il carattere prevalentemente acido delle vulcaniti (rioliti e riodaciti) (Memmi et al., 1982, 1983) associato alla presenza di piroclastiti.

Il bacino di retroarco corrisponde all'Iglesiente - Sulcis e non presenta tracce di vulcanismo calcoalcalino. In quest'area nell'Ordoviciano medio si instaura una fase compressiva nota come “*Fase Sarda*”.

Secondo alcuni autori tale fase deriva da una compressione di retroarco legata allo sviluppo e alla migrazione dell'arco magmatico dell'Ordoviciano medio (Carmignani et al., 2001).

Alla successiva trasgressione, nota come “Caradociana”, sono associati i sedimenti terrigeni e litorali che ricoprono i depositi della Zona Esterna e il complesso vulcanico. Contemporaneamente si sviluppa un magmatismo basico alcalino che produce intercalazioni di basalti intraplacca e sistemi di filoni.

L'interruzione del processo di subduzione è testimoniata dall'assenza di magmatismo calcoalcalino dall'Ordoviciano superiore in poi provocando il collasso dell'arco magmatico (Carmignani et al., 1992). Si innescano processi distensivi che sono accompagnati da basalti intraplacca intercalati a sedimenti ordoviciani. Nel Siluriano si instaura un nuovo margine passivo lungo la parte nord del continente di Gondwana con sedimentazione pelagica (Carmignani et al., 1992).

La migrazione del margine settentrionale del continente Gondwana verso latitudini più calde, nel Devoniano inferiore, è testimoniata da un incremento nella sedimentazione carbonatica (Vai, 1982; Babin, 1980). La piattaforma carbonatica è inoltre frammentata a causa di un'attività tettonica trascorrente con vulcanismo basico alcalino che si sviluppa nello stesso arco di tempo (Di Pisa et al., 1992).

Tra il Devoniano Superiore e la fine del Permiano si sviluppa il ciclo ercinico, la cui attività si arresta in Sardegna nel Carbonifero inferiore (Cocozza et al., 1974).

Il margine Armoricano sovrascorrente è dato dal “complesso metamorfico di alto grado”, affiorante nella Sardegna Settentrionale e in Corsica, mentre quello del Gondwana sottoscorrente è rappresentato dal “complesso metamorfico di basso grado”, presente nella Sardegna centrale e sud - orientale. La “*Linea Posada - Asinara*” separa i due complessi e rappresenta un segmento della “Sutura ercinica sudeuropea” (Carmignani et al., 2001); lungo questo contatto tettonico si verifica, infatti, l'accavallamento del complesso di alto grado su quello di basso grado, con “pizzicamento” di alcuni lembi di crosta oceanica (Ribeiro, 1964; Bayer & Matte, 1979) (Figura 5).

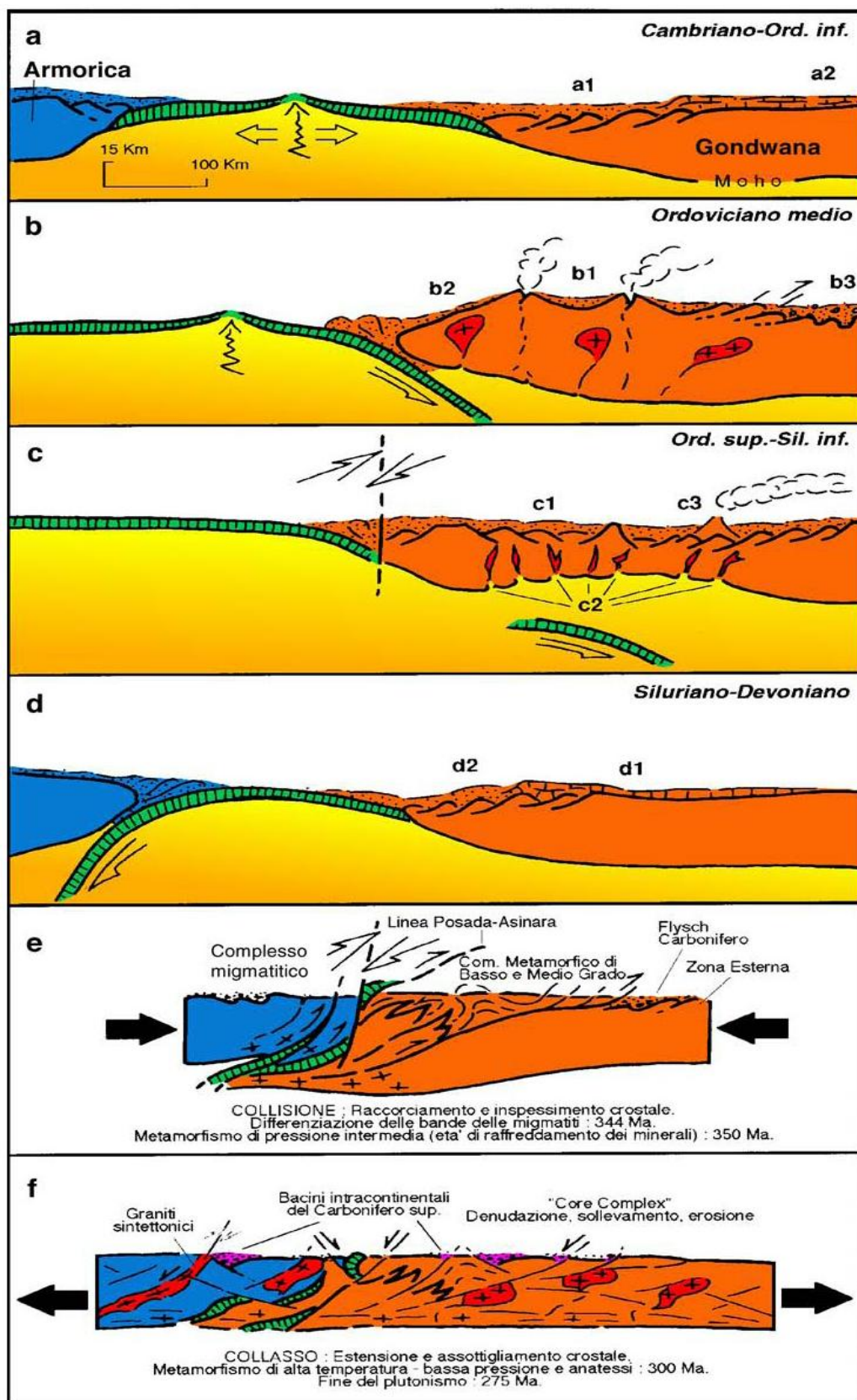


Figura 5 - Schema dell'evoluzione geodinamica del Basamento ercinico sardo: (a) Cambriano-Ordoviciano inferiore; (b) Ordoviciano medio; (c) Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore; (d) Siluriano - Devoniano; (e) Carbonifero inferiore; (f) Carbonifero superiore-Permiano. Da Carmignani et al., 2001.

Alla prima fase del ciclo orogenetico non è associata alcuna attività magmatica effusiva, salvo che per alcuni affioramenti di rocce basiche nell'Iglesiente - Sulcis. In quest'area tale fase produce però orientamenti strutturali diretti N-S, nel Gerrei WNW-ESE e più a settentrione direzioni NW-SE (Cocozza et al., 1974). Stretti piegamenti e sovrascorrimenti si rilevano nell'area a E-NE della Fossa del Campidano (Bosellini & Ogniben, 1968).

La seconda Fase tettonica ercinica si sviluppa con un'evoluzione distensiva post - collisionale che interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore crostale (Carmignani et al., 1992). A quest'ultima fase è da attribuire la messa in posto delle cupole granitiche secondo allineamenti orientati NW-SE e N-S (Cocozza et al., 1974), metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e la messa in posto di sistemi filoniani formati da porfidi, porfiriti e diabasi (Ghezzo et al., 1972; Orsini, 1976, 1979, 1980; Ghezzo e Orsini, 1982; Guasparri et al., 1984).

L'evoluzione tardo post - collisionale si sviluppa in Sardegna con un certo assottigliamento crostale ed un denudamento tettonico che riesuma livelli strutturali profondi degli orogeni, accompagnati da un'intensa fenomenologia metamorfica. Nei livelli strutturali più superficiali si manifestano zone di taglio distensive e faglie dirette.

In sintesi, quindi, è possibile interpretare l'evoluzione sedimentaria, magmatica e metamorfica del basamento paleozoico Sardo-Corso come il risultato dei seguenti eventi: 1) subduzione di tipo B; 2) collisione continente-continente; 3) sovrascorrimento del continente armoricano e impilamento di alcuni elementi del margine del continente di Gondwana; 4) collasso gravitativo del cuneo orogenico ercinico, messa in posto dei granitoidi, con coinvolgimento degli stessi durante le fasi estensionali successive (Carmignani et al., 1991).

2.2 LE COPERTURE MESOZOICHE E PALEOCENICHE

Circa un terzo dell'Isola è coperto da sedimenti e vulcaniti del Carbonifero superiore-Permiano, del Mesozoico e del Terziario (Figura 3). Le formazioni più rappresentate sono di età miocenica, esse infatti affiorano con continuità dal Golfo di Cagliari a quello di Sassari e rappresentano da sole oltre la metà degli affioramenti delle coperture post-erciniche. Complessivamente le coperture non metamorfiche hanno una potenza di circa 6000 m; i maggiori spessori sono raggiunti nella “Fossa sarda” (Vardabasso, 1962) o “Rift Sardo” (Cherchi & Montadert, 1982), una serie di bacini sedimentari terziari che interessano una fascia meridiana tra il Golfo di Cagliari e quello di Sassari, e nel graben plio - pleistocenico del Campidano, che congiunge il golfo di Cagliari e di Oristano (Carmignani et al., 2001).

Cessati i movimenti orogenetici, nel Mesozoico, la Sardegna gode di una relativa quiete tettonica e di una pressoché totale assenza di attività magmatica. In tale era l'isola non fu pertanto interessata da importanti fasi deformative (Barca et al., 2005). Successivamente essa è stata delimitata, prima a ovest e poi a est, da due episodi di rifting ad evoluzione oceanica: l'apertura del Bacino balearico nel Burdigaliano e l'apertura del Tirreno centro - meridionale nel Miocene superiore - Pliocene. Il Blocco sardo – corso veniva considerato come un cratone stabile, soggetto solamente alle periodiche trasgressioni e regressioni senza implicazioni negli eventi collisionali che hanno interessato tutte le aree limitrofe durante il Ciclo alpino (Cocozza et al., 1974). Questa evoluzione veniva interrotta solo durante il Terziario dall'impostazione di fosse tettoniche (“Rift sardo”) correlate con l'apertura del Bacino balearico (Cherchi & Montadert, 1982; 1984).

Il Mesozoico in Sardegna è stato suddiviso da diversi Autori in successioni separate da discordanze, in parte note da tempo in letteratura (Carmignani et al., 2001). Nel lungo periodo che va dall'inizio del Mesozoico fino all'Eocene medio (Luteziano) in Sardegna prevalgono ambienti sedimentari costieri e di mare basso, che raramente hanno interessato tutta l'Isola. Nelle vicinanze dell'area oggetto di studio, iniziando dal basso, si rilevano le seguenti successioni (Carmignani et al., 2001):

- Depositi continentali e successione marina post Eocene medio - Miocene inferiore, che comprendono i depositi sintettonici della catena pirenaica e appenninica;
- Successione marina e depositi continentali del Miocene inferiore - medio, depositi entro i bacini estensionali connessi con la rotazione del Blocco sardo-corso;

- Successione marina e depositi continentali del Miocene superiore, che riteniamo connessi con l'inizio dell'apertura del Tirreno meridionale;
- Depositi continentali e marini del Pliocene, successivi alla crisi di salinità del Mediterraneo (Messiniano superiore) e che in parte costituiscono il riempimento del Graben del Campidano.

Nella successione oligo-miocenica sono intercalati prodotti vulcanici calcalcalini (Ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico) riferibili alla subduzione nord-appenninica e alla relativa distensione post-collisionale (Beccaluva et al., 1994; Carmignani et al., 1994a; Carmignani et al., 1995; Lecca et al., 1997). Il vulcanismo oligo-miocenico sardo rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale. L'importanza di questo ciclo vulcanico è testimoniata dalla grande estensione degli affioramenti e dai cospicui spessori delle successioni vulcaniche che raggiungono parecchie centinaia di metri (Carmignani et al., 2001).

I primi eventi vulcanici di questo ciclo calcalcalino, riferibili a 32-26 Ma secondo Beccaluva et al., (1987), e a 28-24 Ma secondo Lecca et al., (1997), sono rappresentati nella Sardegna meridionale soprattutto da lave andesitiche, mentre nel Miocene inferiore (tra 21 e 18 Ma) hanno affinità tholeiitica. Da un punto di vista geodinamico questo ciclo vulcanico è comunemente associato ad un modello di subduzione oceanica con formazione di un bacino di retroarco che sarebbe rappresentato dal Bacino balearico (Alvarez, 1972; Boccaletti & Guazzone, 1974; Coulon & Dupuy, 1975; Savelli et al., 1979; Beccaluva et al., 1987; 1994; Lecca et al., 1997). Gli espandimenti ignimbrici di questa successione poggiano sia sulla Formazione del Cixerri (nei settori di Nuraxi Figus - Carbonia) sia sui prodotti basici della prima successione (Isola di S. Antioco, zona di Narcao - Giba). Le età radiometriche, basate su isocroni Rb/Sr (Morra et al., 1994) e su datazioni K/Ar su plagioclasti (Cincotti et al., 1994), sono comprese tra circa 16,5 e 15,5 Ma, anche se precedentemente altri Autori indicavano un intervallo molto maggiore, da 17,6 Ma circa fino a 13,8 Ma circa (Araña et al., 1974; Beccaluva et al., 1985; Garbarino et al., 1985; Maccioni et al., 1990a). Nella Valle del Cixerri (Iglesiente) le vulcaniti terziarie costituiscono in prevalenza apparati isolati che si elevano, spesso bruscamente ed in netto contrasto, dal piatto paesaggio circostante modellato a glacis e terrazzi. Questi rilievi vulcanici rappresentano cupole di ristagno (M. Exi, M. Gioiosa Guardia, Castello di Acquafredda, M. Truxionis, P.ta su Ferru, M. Fanari, ecc.) a composizione principalmente andesitico - dacitica (Bertolio, 1895; Minucci, 1935). Questi duomi vulcanici sono disposti

lungo direttrici tettoniche orientate circa E-W, oppure all'intersezione di queste con altre di direzione NW-SE.

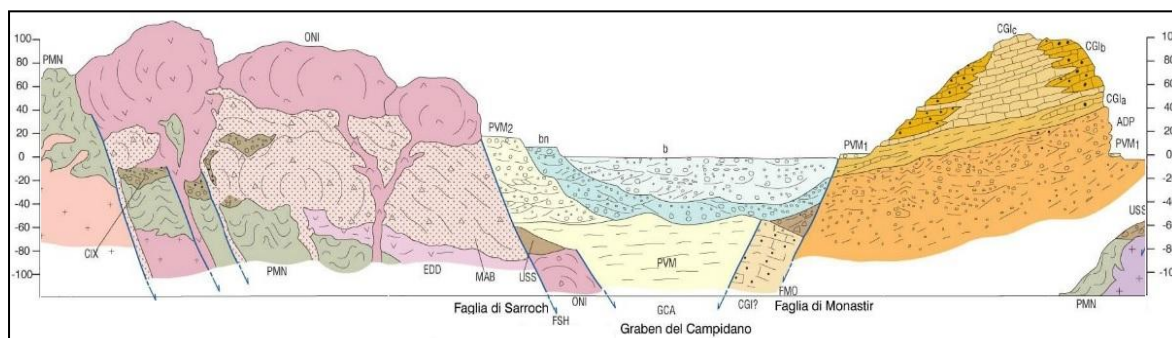


Figura 6 – Sezione geologica al traverso del golfo di Cagliari. Da sinistra verso destra: Complesso di Pala Manna (**PMN**) – alternanza di metarenarie micacee metaquarzoareniti, metasiltiti e metapeliti, localmente fortemente silicizzate **CARBONIFERO INFERIORE**; Unità intrusiva di Villacidro (**VLD_c**) – Leuco - Sienograniti a biotite a grana media, bianco rosati, struttura da equigranulare a moderatamente inequigranulare, locali porzioni subdecimetriche pegmatoidi; localmente facies microporfiriche; indice di colore 5-7%. Facies Monte Lattias **CARBONIFERO SUP. - PERMIANO INF.**; Andesiti di Monte Arrubiu (**MAB**) – Lave andesitiche autobrecciate con associati livelli piroclastici caotici e livelli epiclastici eterometrici, in bancate, a prevalenti clasti di andesiti da grigie a violacee **OLIGOCENE SUP. (Chattiano) – MIOCENE INF. (Aquitaniense)**; Andesiti di Punta Macciaroni (**ONI**) – Lave andesitiche massive, ipoabissali, grigio scure, grigio verdi e violacee per alterazione; struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, anfibolo e pirosseno, massa di fondo microcristallina (P.ta Macciaroni) **OLIGOCENE SUP. (Chattiano) – MIOCENE INF. (Aquitaniense)**; Sintema di Portovesme (**PVM**) – subsintema di Calamosca (“Panchina Tirreniana” Auct.) (**PVM₁**) – Conglomerati ed arenarie litorali a cemento carbonatico, con malacofaune a molluschi (*Conus textudinarius*, *Patella ferruginea*, *Mytilus senegalensis*, *Spondilus gaederopus*, *Astrea rugosa*, *Cantharus viverratus*) e coralli (*Cladocora coespitosa*); – Subsintema di Portoscuso (**PVM_{2a}**) ghiaie alluvionali terrazzate da medie a grossolane, a stratificazione da planare ad incrociata concava, con subordinate sabbie e ghiaie a stratificazione incrociata planare, detriti di versante e brecce a clasti mediamente grossolani a spigoli angolosi **TIRRENIANO MIS 5e PLEISTOCENE SUP.**; Depositi Alluvionali Terrazzati (**b;bn**) – Ghiaie grossolane prevalenti con lenti e livelli di sabbie e ghiaie fini a stratificazione incrociata, talora con molluschi polmonati (*Helix cf aperta*, *Rumina cf decollata*) **OLIGOCENE**; Arenarie di Pirri (**ADP**) – Arenarie, arenarie marnose e/o siltose e siltiti grigio verdastre, calcareniti giallastre con molluschi (*Pecten revolutus*, *P. aduncus*, *P. benedictus*, *Flabellipecten fraterculus*, *Anomia (A.) ephippium*, *Turritella (T.) tricarinata*, *Conus mercati*), echinidi irregolari, alghe (*Lithothamnium*), e foraminiferi planctonici (*Orbulina suturalis*, *O. universa*), sabbie biancastre, lenti di conglomerati a clasti di metamorfiti paleozoiche con vario grado di elaborazione **SERRAVALIANO**; Calcarei di Cagliari – calcari massivi bianchi, calcari bioclastici biohermali e biostromali ricchi in alghe (“*Lithothamnium*”) e molluschi (*Aequipecten macrotis*, *A. submalvinae*, *Gigantopecten latissimus*, *Flabellipecten caralitani*, *Ostrea edulis lamellosa*) (Pietra Forte Auct.) (Calcarei di Bonaria Auct.) (**CGI_c**). Biocalcareni biancastre, talora marnose grossolane con faune a molluschi (*Mimachlamys varia*, *Pecten benedictus*, *Aequipecten macrotis*, *A. scabriusculus*, *Paphia vetula*, etc.), echinidi (*Clypeaster altus*, *Echinolampas hemisphericus*, *Hemiaster (Opissaster) cotteai*, *Schizaster eurinotus*), briozoi (*Myriozum truncatum*), etc. ; frequenti discordanze angolari, slumping, faglie sin sedimentarie, superfici d'erosione e brecce intraformazionali (Tramezzario Auct.) (**CGI_b**). Marne arenacee giallastre passanti verso l'alto a calcari marnoso arenacei bianco – giallastri, spesso bioturbati con faune a molluschi (*Conus dujardini*, *Ficus conditus*, etc.) ed echinidi irregolari (*Schizaster sardiniensis*, *Spatangus corsicus*) (Pietra Cantone Auct.) (**CGI_a**).

Da ISPRA, Carta Geologica d'Italia 1:50.000; Foglio geologico 566 “Pula” modificato.

Queste rocce vulcaniche poggiano sia sul basamento paleozoico che sui sedimenti continentali paleogenici della Formazione del Cixerri e sono riferibili ad un'età oligomiocenica inferiore (Carmignani et al., 2001). Nell'area di Sarroch – Pula, nel bordo occidentale del golfo di Cagliari, i prodotti più rappresentati hanno composizione andesitica, con giacitura in cupole di ristagno, espandimenti lavici e filoni (Carmignani et al., 2001). Questi prodotti hanno un'età radiometrica di 24,7-22,2 Ma (Savelli et al., 1979; Beccaluva et al., 1985). Le lave sono alternate con piroclastiti, rappresentate da brecce e conglomerati vulcanici ad elementi di varie dimensioni. Filoni dacitici potenti fino a qualche metro tagliano talora i precedenti prodotti vulcanici (Massoli Novelli, 1965; 1967; 1968).

Vasti affioramenti di depositi clastici continentali, talora alternati a prodotti vulcanici calcareali, si rilevano nella porzione meridionale del graben del Campidano. Questa successione sedimentaria, insieme alle numerose intercalazioni vulcaniche dell'Oligocene-Miocene inferiore, costituisce il “1° ciclo” sedimentario post-eocenico, che poggia con discordanza angolare su formazioni di età variabile dal Paleozoico all'Eocene medio (Luteziano) (Carmignani et al., 2001). Questo ciclo, che va dall'Oligocene medio – superiore al Burdigaliano inferiore - medio, è a sua volta ricoperto con discordanza angolare dal “2° ciclo” sedimentario che inizia nel Burdigaliano superiore (Oggiano, 1987; Mazzei & Oggiano, 1990).

Appartiene a questo complesso di sedimenti continentali la “*Formazione del Cixerri*” (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), affiora quasi esclusivamente nella Sardegna SW, la si rinviene nell'omonima valle ed estesamente nel Bacino di Carbonia - Gonnese, in quello di Narcao, nell'estremità orientale del Sulcis (lungo la piana costiera di Pula) ed, infine, lungo il bordo orientale del Campidano meridionale. Questa formazione è costituita prevalentemente da arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente ben stratificate con frequenti intercalazioni di potenti lenti di conglomerati e marne, ed argille siltose spesso contenenti concrezioni ferruginose (Carmignani et al., 2001). I clasti sono di norma ben arrotondati e derivano da formazioni paleozoiche, mesozoiche e dell'Eocene inferiore, in parte non conosciute in affioramenti sardi, ma caratteristici del Dominio pirenaico (Cherchi, 1979). L'ambiente deposizionale è continentale e di tipo fluvio - lacustre, identificabile in un vasto sistema di piana alluvionale con caratteristiche più prossimali nella Sardegna sud – occidentale e distali verso E (Campidano meridionale) (Barca et al., 1973; Barca & Palmerini, 1973). Rari ritrovamenti di resti fossili (piante, filamenti algali di

ambiente limnicolo, ceritidi, anomie e miliolidi, oltreché livelli di calcari a *Planorbis*) sono stati segnalati da Pecorini & Pomesano Cherchi (1969). Lo spessore in affioramento può raggiungere i 150 - 180 m, mentre nei sondaggi eseguiti nel Sulcis sono stati rilevati spessori fino a 300 m circa (Carmignani et al., 2001).

L'età della Formazione del Cixerri è difficile da stabilire, poiché il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione è generalmente attribuita all'Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a pollini (Pittau Demelia, 1979) e carofite (Barberi & Cherchi, 1980; Cherchi, 1985a) e poggia con discordanza (Barca et al., 1973) su formazioni che arrivano fino al Luteziano. Stratigraficamente questi depositi nel Campidano meridionale sono sormontati dalle andesiti oligoceniche e dalla **“Formazione di Ussana”** di età Oligocene superiore - Aquitaniano (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969; Cherchi & Montadert, 1982; 1984), la quale affiora principalmente lungo il bordo orientale del Campidano meridionale ed è costituita principalmente da conglomerati, brecce e arenarie, a matrice argilloso – arenacea rosso – violacea. Questi depositi clastici, talvolta attraversati da faglie sin – sedimentarie, sono riferibili a diversi ambienti deposizionali: i sedimenti più grossolani, in giacitura caotica e con trasporto limitato, corrispondono a depositi di scarpata e di conoide alluvionale, a cui seguono sedimenti di tipo torrentizio e fluviale a granulometria minore, che a loro volta fanno transizione ad ambienti fluvio – lacustri, lagunari e litorali (Carmignani et al., 2001). Questa formazione, ed i sovrastanti sedimenti marini aquitaniani, sono interpretati come depositi sintettonici legati allo sviluppo del “Rift sardo”, che rappresenterebbe il ramo più orientale di un complesso sistema di rift (Bacino del Reno, di Bresse, di Limagne, di Valencia, ecc.) che ha interessato la Placca sud-europea ed è geodinamicamente legato all'apertura del Bacino balearico (Cherchi & Montadert 1984).

Depositi di ambiente transizionale e marino affiorano diffusamente nella Sardegna centro meridionale. Si tratta di formazioni litologicamente molto eterogenee e riconducibili ad ambienti sedimentari diversi, documentati da facies transizionali, a facies carbonatiche di mare basso, fino a facies pelagiche (Carmignani et al., 2001). Nella parte bassa di queste successioni sono talvolta presenti livelli e lenti di conglomerati e megabrecce, mentre verso l'alto la sedimentazione diventa più monotona, con frequenti sequenze a gradazione normale (ad es. nelle Arenarie di Gesturi) costituite da: a) conglomerati, b) arenarie grossolane con stratificazione incrociata, c) arenarie siltose a grana fine che passano a marne. Gli ambienti di deposizione vanno da quelli prossimali e transizionali ai bordi dei

bacini (con barre litoranee di spiaggia), fino a quelli più distali spesso caratterizzati da accumuli gravitativi (torbiditi e *slumping*) (Carmignani et al., 2001).

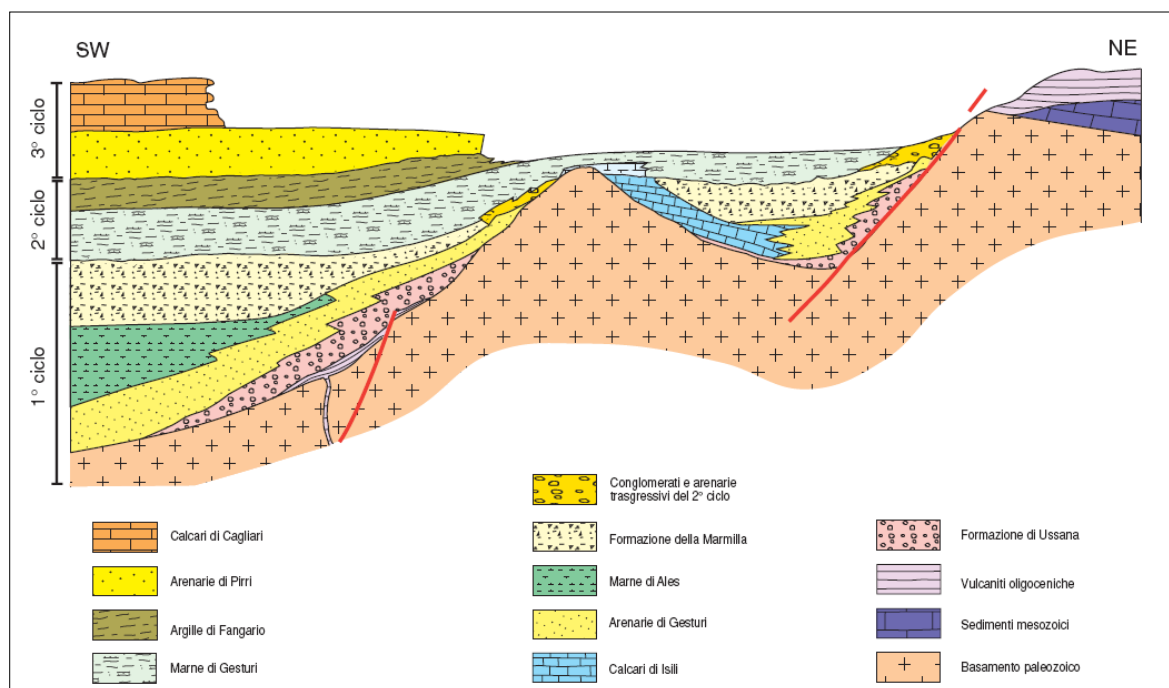


Figura 7 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mioceniche nella Sardegna meridionale (non in scala) da Carmignani et al., 2001.

2.3 LA TETTONICA OLIGO – MIOCENICA

Il Mediterraneo Centro - occidentale include diversi sotto-bacini (bacino di Alboran, di Valencia, Provenzale, Algerino e Tirreno), che si sono sviluppati essenzialmente durante gli ultimi 40-30 Ma. Questa zona è geologicamente più giovane rispetto al Mediterraneo orientale, il cui fondale potrebbe essere costituito da crosta oceanica Mesozoica ricoperta da una spessa coltre sedimentaria, oppure da una sottile crosta continentale (Robertson e Dixon, 1984). I bacini del Mediterraneo centro - occidentale sono più giovani spostandosi da ovest verso est (Rehault et al., 1984). L'evoluzione geologica di questa zona è collegata con i movimenti relativi delle tre principali placche (Africa, Adria ed Europa), più un numero imprecisato di piccole porzioni di crosta continentale e bacini oceanici o transizionali. Lo sviluppo di diversi bacini si è verificato in un contesto di relativa convergenza tra Africa ed Europa (Durand et al., 1999). Il movimento relativo massimo da Nord a Sud tra Africa ed Europa alla longitudine della Tunisia è stato di circa 135 km negli ultimi 23 Ma, circa cinque volte minore rispetto alla migrazione verso est dell'arco appenninico, misurato in 700 km durante gli ultimi 23 Ma (Gueguen et al., 1998).

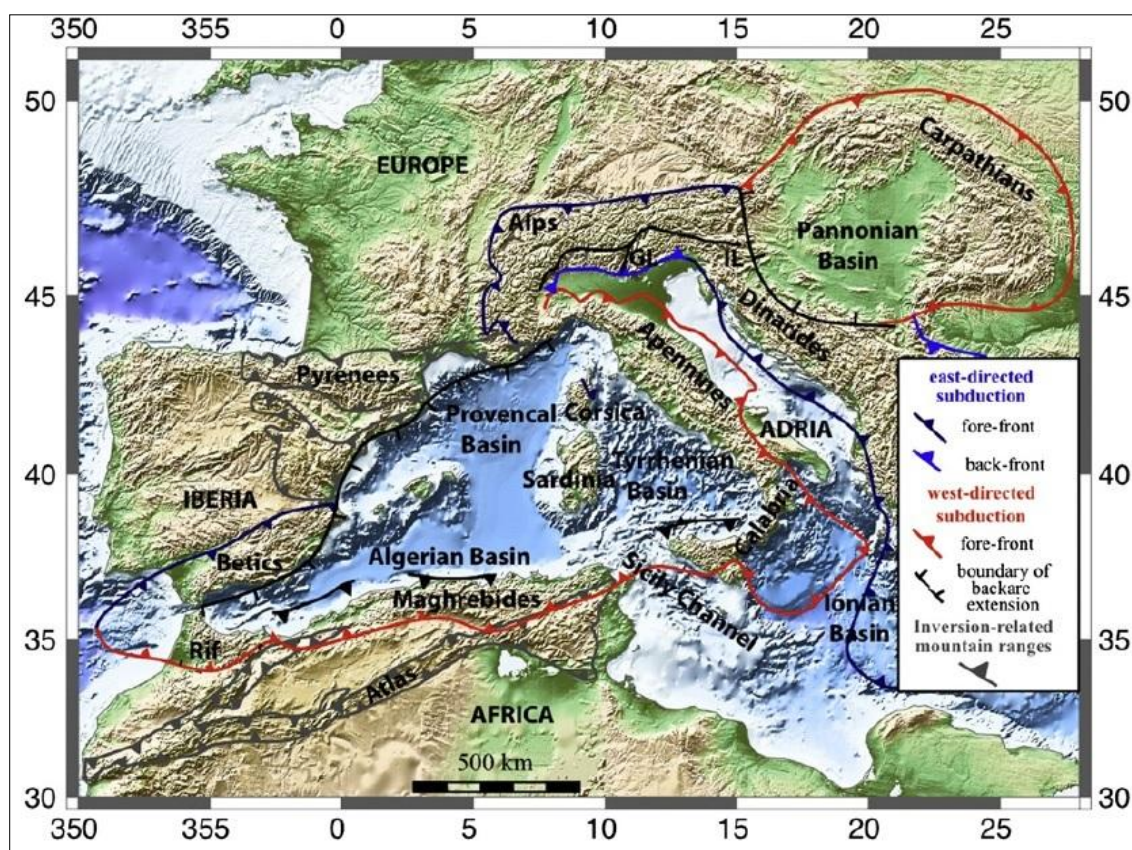


Figura 8 - Attuale assetto geodinamico semplificato del Mediterraneo centro-occidentale sovrapposta alla topografia ed alla batimetria. GL: Lineamento delle Giudicarie; IL: Linea Insubrica. Carminati et al., 2012.

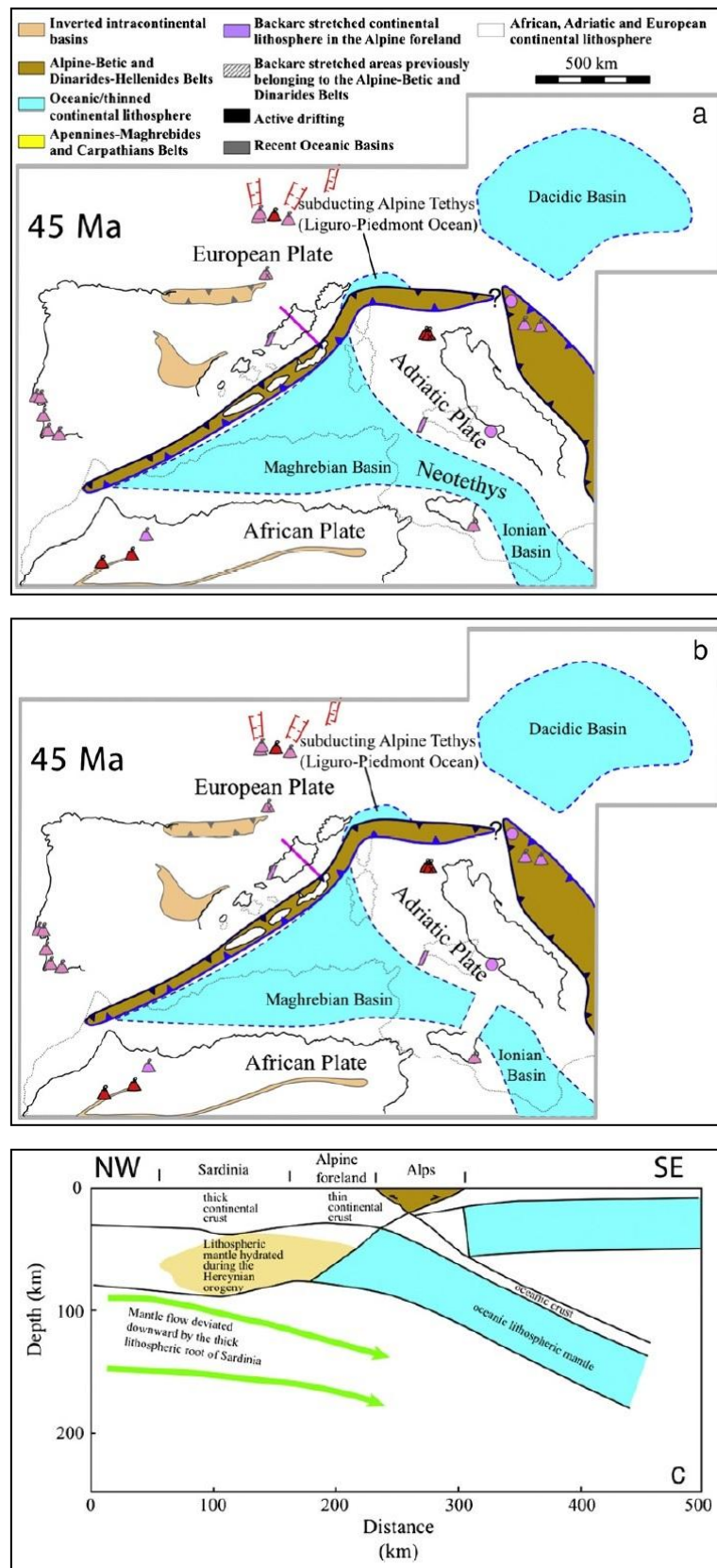


Figura 9 - Ricostruzioni geodinamiche (a, b) e sezione relativa (c) a 45 mA. Immagine a) mostra la ricostruzione caratterizzata da un Oceano Ionico continuo. Immagine b) mostra una ricostruzione alternativa, con due bacini oceanici (Maghreb e Ionio), separati da un corridoio continentale con acque poco profonde. La traccia della sezione è mostrata In a) e b). Carminati et al., 2012.

La placca adriatica risulta completamente separata dall'Africa (Oceano Ionio) dalla presenza di una litosfera oceanica, ma, allo stesso tempo è possibile considerare la placca adriatica come elemento litosferico cinematicamente coerente con la principale placca Africana, dopo la cessazione (Mesozoico?) dell'apertura dello Ionio (Carminati et al., 2012), nonostante i dati GPS evidenzino che la placca adriatica si allontana lentamente dall'Africa (Devoti et al., 2008). Ricostruzioni paleogeografiche alternative suggeriscono la presenza di un corridoio continentale, dove si è verificata sedimentazione in acque poco profonde che ha consentito la circolazione dei dinosauri dall'Africa all'Adria (Figura 9) (Bosellini, 2002; Conti et al., 2005; Frizonde Lamotte et al., 2011; Muttoni et al., 2001; Rosenbaum et al., 2002a; Schettino e Turco, 2011; Zarcone et al., 2010). Si presuppone che la catena Betica e le Alpi erano originariamente collegati, formando un unico sistema “*fold-and-thrust*” orientato NE-SW di spinta con trasporto tettonico dall'alto verso NW e zona di retro cintura dall'alto verso SE (Carminati e Doglioni, 2005; Carminati et al., 2010; Doglioni et al., 1999a). La continuità della catena può essere dedotta con il ripristino nella posizione originale della Corsica, Calabria, Monti Peloritani ed il Kabilies Terrane, che mostrano una chiara evidenza di deformazione alpina in termini di età e di trasporto tettonico (Heymes et al., 2010; Michard et al., 2006; Molli, 2008; Vignaroli et al., 2009, e riferimenti). Lo smembramento e la dispersione dei terranes che precedentemente formavano la catena alpina tra le attuali Alpi e la catena Betica, sono avvenuti nel blocco rialzato dei bacini di retro – arco correlati alla subduzione appenninica. Nonostante la collisione continentale tra l'Africa e Europa, probabilmente esistono ancora alcuni resti di rami oceanici mesozoici nel Mediterraneo centrale e orientale, e sono attualmente consumati nelle subduzioni Calabrese ed Ellenide (Figura 11).

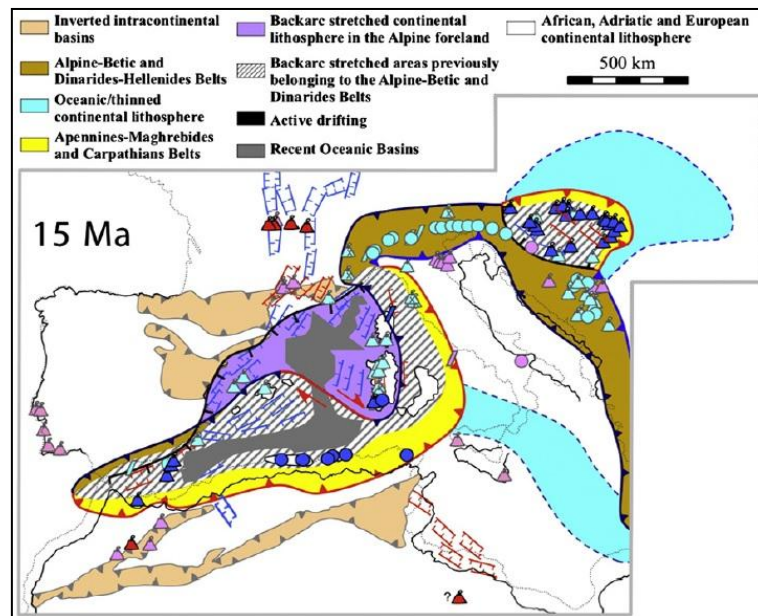


Figura 10 - Ricostruzione dell'assetto geodinamico a 15 Ma. Carminati et al., 2012.

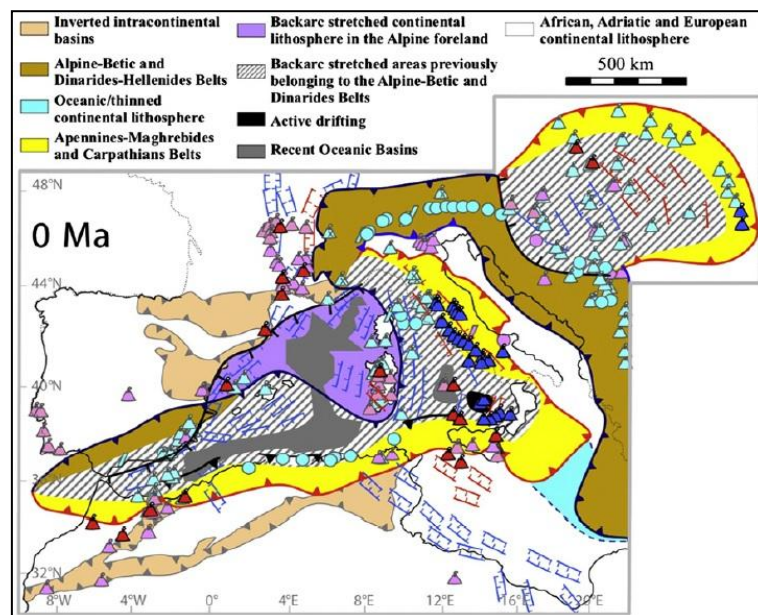


Figura 11 - Attuale assetto geodinamico del Mediterraneo centro-occidentale. Carminati et al., 2012.

L'età iniziale della subduzione Appennino – Maghrebide diretta verso W non è ben nota nel dettaglio, le varie ipotesi vanno dal Cretaceo superiore (~80 Ma) al primo Oligocene (~33 Ma) (Lustrino et al., 2009, e riferimenti). Il rapido movimento radiale di *roll-back* della Placca Adriatica lungo il settore settentrionale del sistema di subduzione Appenninica – Maghrebide con lo stiramento della placca superiore e la conseguente risalita di

astenosfera, giustificano i valori di flusso di calore estremo ($> 100 \text{ mW/m}^2$) misurati nel Mediterraneo centrale (ad esempio, Zito et al., 2003).

Il Mediterraneo centro-occidentale è costituito da una serie di sottobacini a V, sviluppati a partire dall'Oligocene in un contesto di estensione di retro-arco contemporaneamente ai movimenti derivati dal *roll-back* verso est e verso sud della zona di subduzione Appenninica – Maghrebide originariamente diretta verso W (Auzende et al., 1973; Boccaletti e Guazzone, 1974; Burrus, 1989; Carminati et al., 1998a, 1998b, 2010; Gueguen et al., 1998; Malinverno e Ryan, 1986; Mauffret et al., 1995; Rehault et al., 1984, 1985; Scandone, 1980). Dal Langhiano in poi, l'estensione attiva da ovest a est del blocco Sardo-Corso, porta all'apertura del bacino tirrenico (Sartori et al., 2001; Trincardi e Zitellini, 1987). Il blocco continentale Sardo – Corso rappresenta il più grande lembo litosferico del Mediterraneo centro-occidentale (Figura 10).

Durante l'apertura del bacino di retro-arco, alcuni blocchi vennero dislocati radialmente, da nord-est a sud, e ruotati sia in senso orario (braccio meridionale) che in senso antiorario (braccio settentrionale). Il blocco continentale Sardo – Corso ha subito una rotazione in senso antiorario di circa il 60° (Gattacceca et al., 2007; Montigny et al., 1981; Speranza et al., 2002; Vigliotti e Kent, 1990). A questa seguì una fase post – rift caratterizzata da una generale trasgressione, subsidenza e colmamento dei bacini, proseguita sino al Miocene superiore. Gli ultimi stadi dell'evoluzione del Mediterraneo centrale sono stati complicati dalla contrazione diacronica nella parte meridionale del Bacino Algerino (da circa 8 Ma; Strzeczynsky et al., 2010) e nel Tirreno meridionale (da circa 2 Ma; Billi et al., 2011). Questa inversione tettonica può essere dovuta alla continua convergenza Africa – Europa, che è anche responsabile della deformazione della parte meridionale del margine della catena associata alla subduzione Appenninica, orientata E-W, dalla Sicilia alle Maghrebidi (Carminati et al., 2012).

Il Canale di Sicilia è stato caratterizzato fin dal Pliocene da dinamiche di rifting orientate NW- SE (direzione di stiramento NE - SW), che hanno causato la formazione dei graben di Malta, Pantelleria e Lampedusa (Carminati et al., 2012). Verso NW, il rift si è propagato probabilmente nel Pliocene fino al graben del Campidano nella Sardegna Sud-orientale (Corti et al., 2006). Le faglie correlate alle fasi di rifting rimasero attive durante l'accrescimento del prisma degli Appennini – Maghrebidi. Il Canale di Sicilia, come presumibilmente le strutture del Mediterraneo centro occidentale, sono quindi caratterizzati dalla coesistenza di una convergenza NW-SE con un'estensione NE-SW. Questo è un

esempio di due ambienti geodinamici che lavorano insieme, avvalorando l'ipotesi che i margini di placca posseggano caratteristiche passive (Corti et al, 2006).

Gli eventi fin qui descritti rappresentano la causa principale dell'attuale assetto della piattaforma continentale e della strutturazione del margine continentale della Sardegna meridionale.

2.3.1 Geometria del rift sardo e relativo vulcanismo associato alle fasi di rifting

La struttura del rift sardo non si configura come un sistema unitario ma è organizzato in diversi bacini di half-graben relativi ad un sistema di *blocchi tiltati* e horst. A scala minore, i movimenti relativi tra i blocchi tettonici che costituiscono la Sardegna, hanno riattivato i sistemi di faglie di età tardo ercinica del basamento sardo, peraltro già riattivati durante il mesozoico ed il Paleogene. (Sau et al., 2005).

L'evoluzione conseguente dell'intero Rift Sardo (Cherchi & Montadert, 1982), segue una propagazione delle deformazioni da sud a nord, grazie ad un sistema di faglie da trascorrenti semplici a transtensive fino ad estensionali, che hanno dato luogo ad un sistema regionale di blocchi tettonici separati da depressioni ramificate, secondo direttrici tettoniche regionali, orientate circa NW-SE e NE-SW, all'interno delle quali si è potuta instaurare una sedimentazione che da continentale ha assunto con l'evoluzione caratteri marini (Casula et al., 2001). L'evoluzione della geodinamica mediterranea ha riattivato in più stadi l'iniziale struttura del rift a vulcanismo andesitico dell'Oligocene superiore, con caratteristiche differenti tra il settore centro-meridionale e quello settentrionale della Sardegna a causa di differenti condizioni sub – regionali e locali (Casula et al., 2001). Le differenze tra i vari bacini del rift settentrionale e centro-meridionale si verificano fino all'instaurarsi di una generale sedimentazione marina, che raggiunse il picco massimo nel Burdigaliano superiore al prevalere dei movimenti estensionali (Cherchi, 1985; Assorgia et al., 1995; Lecca et al., 1997). L'eterocronia del rift è attestata da dati biostratigrafici; inizia prima nella Sardegna meridionale (Cherchi & Montadert, 1982), mentre nella Sardegna settentrionale, nonostante siano documentati i prodotti del vulcanismo andesitico più antico, la trasgressione è più recente.

Diversi cicli vulcanici sono associati all'evoluzione del Graben cenozoico Sardo. I prodotti lavici associati mutavano di composizione e caratteristiche al mutare del contesto geodinamico, evidenziando la polifasicità del Rifting, riconosciuta dapprima nei bacini della Sardegna settentrionale (Golfo dell'Asinara) (Thomas & Genneseaux, 1986), estesa poi a tutto il sistema del Rift Sardo da Lecca et al., (1997). Diversi autori (Lecca et al., 1997; Sau et al., 2005) hanno riconosciuto tre diverse fasi di vulcanismo. La prima (fase proto-rift (Lecca et al., 1997), pre – Aquitaniano 28-24 Ma) risulta legata all'iniziale fase estensionale con geometrie ad half – graben. La seconda fase vulcano sedimentaria è quella Aquitaniana – Burdigaliana ed è caratterizzata dall'estensiva messa in posto di ignimbriti

intercalate ad andesiti. L'attività vulcanica raggiunge il picco massimo intorno a 20-21 Ma. La terza fase, relativa al Burdigaliano superiore - Langhiano (18-14 Ma), è una seconda fase estensionale maggiore, ricorrente lungo il rift Oligo-Miocenico Sardo, in seguito all'apertura del bacino di retro-arco, a causa della migrazione della tettonica estensionale verso la zona di avan – arco.

2.4 IL MIOCENE SUPERIORE-PLIOCENE

La successione miocenica che va dal Burdigaliano superiore al Messiniano è divisa in due cicli (“2° ciclo” e “3° ciclo miocenico”) separati da una fase di emersione con erosione di età serravalliana (Carmignani et al., 2001). Nel Miocene medio le faglie orientate E – W e NNE-SSW furono rimobilizzate in concomitanza con l’apertura del Tirreno settentrionale nel Serravalliano - Tortonianiano (Funedda et al., 2000). E’ probabile che anche nella Sardegna meridionale le stesse faglie che hanno portato all’individuazione dei semigraben del “2° ciclo” siano state riattivate poi nel Serravalliano. Del resto i profili sismici, sia nella Sardegna meridionale (Lecca et al., 1986) che in quella settentrionale (Thomas & Gennesseaux, 1986), mostrano frequentemente che faglie di crescita del “2° ciclo” miocenico controllano anche la sedimentazione dei cicli successivi fino al Quaternario (Carmignani et al., 2001). L’attività tettonica durante il “3° ciclo” miocenico è testimoniata sia nel S che nel N dell’Isola da vistosi slumping, locali emersioni, frequenti faglie minori sin – sedimentarie, brecce e discordanze intraformazionali (Carmignani et al., 2001). L’affioramento in Sardegna di coperture sedimentarie del Miocene superiore è limitato, a causa dell’erosione intensiva durante le regressioni Messiniane e le fasi di emersione del Pliocene medio – superiore (Marini & Murru, 1983). Inoltre la discordanza del Pliocene inferiore trasgressivo sul substrato Messiniano dimostra l’esistenza di una fase compressiva tardo Miocenica che creò importanti deformazioni rilevabili, però, solo nella Sardegna meridionale (Carmignani et al., 2001). La depressione del Campidano, che si andava formando, era riempita da diverse centinaia di metri di depositi sintettonici prodotti dall’erosione degli Horst costituiti da rocce sedimentarie dell’Oligo-Miocene e dal basamento Ercinico. La subsidenza connessa con il graben del Campidano è proseguita probabilmente fino all’attuale nell’area offshore del Golfo di Cagliari e di Oristano.

2.5 IL PLIO - QUATERNARIO

Il plio-quaternario è caratterizzato da un vulcanismo da alcalino a transizionale e da potenti depositi conglomeratici che testimoniano una significativa attività tettonica anche in questo periodo (Carmignani et al., 2001).

Indagini sismiche nel campidano mostrano che l'attività della faglia che limita a ne l'*horst* dell'Iglesiente – Sulcis e che ha controllato la sedimentazione miocenica, continua anche nel plio – quaternario, sviluppando in questo periodo di tempo un rigetto di circa 600 m (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969; Pomesano Cherchi, 1971b).

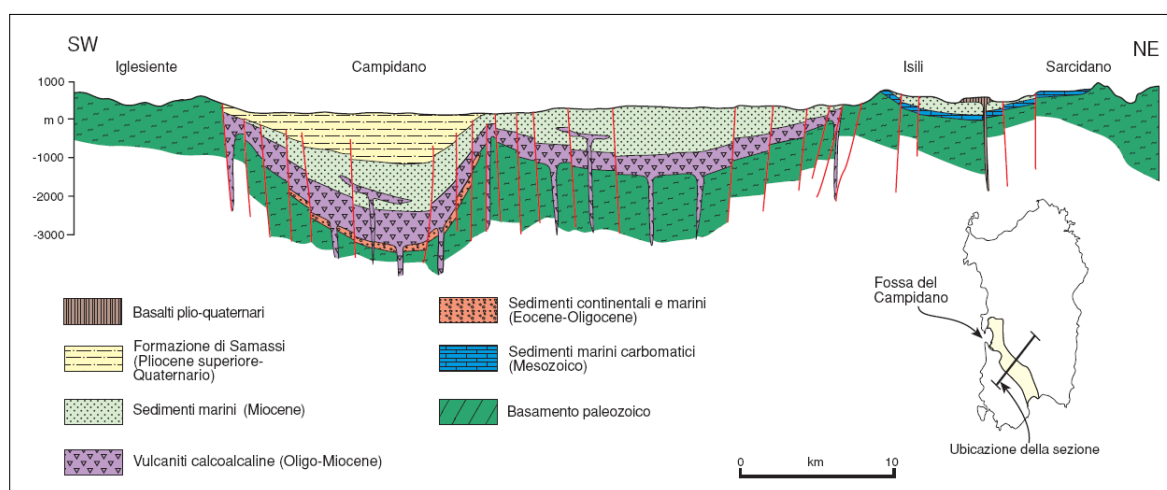


Figura 12 - Sezione geologica schematica attraverso la Fossa del Campidano basata sull'interpretazione di dati aereomagnetici, da Balia et al., (1991).

Il riempimento del *semigraben* plio – quaternario del Campidano è costituito da sedimenti clastici grossolani (Formazione di Samassi) che testimoniano un energico ringiovanimento del rilievo (Figura 12). Allo sprofondamento del Campidano corrisponde un sollevamento delle aree limitrofe. Particolarmente evidente è il sollevamento durante il Pliocene-Quaternario del basamento paleozoico compreso tra il Campidano ed il margine orientale dell'Isola. In quest'area il corso a meandri incassati del Fiume Flumendosa sembra essersi approfondito di circa 400 m a partire dall'altopiano su cui poggia il plateau basaltico pliocenico di Orroli, testimoniando un vistoso ringiovanimento del rilievo (Carmignani et al., 2001).

Il Pleistocene è caratterizzato a livello globale da fasi di espansione e diminuzione delle coltri glaciali ed associate variazioni eustatiche ad alta frequenza. Gli intervalli di innalzamento della temperatura superficiale dell'acqua degli oceani e la diminuzione dell'estensione glaciale (con la conseguente variazione positiva del livello medio del mare)

sono rappresentati da massimi positivi nella curva isotopica, e sono caratterizzati da numeri dispari (Shackleton et al., 1973, 1983; Bard et al., 1990). Tra questi il più importante e rappresentativo nell'isola è lo stage (picco positivo) isotopico 5 (127.000-70.000 anni) con un massimo interglaciale 5e, corrispondente all'Eutirreniano e due massimi secondari 5c e 5a, separati da picchi freddi minori. Gli stage isotopici pari (massimi negativi della curva isotopica O_{16}/O_{18}) rappresentano le oscillazioni fredde; la più recente ed importante è rappresentata dallo stage 2 (29.000-11.000 anni), associato al glaciale Würm. Il Pleistocene medio - superiore è presente in Sardegna, lungo i settori litorali per una estensione massima di 5 – 6 km nell'entroterra, principalmente della “*panchina tirreniana*” a *Strombus bubonius*. Le trasgressioni hanno lasciato tracce prevalentemente nella piattaforma continentale ed in prossimità del suo bordo. Durante l'ultima glaciazione würmiana si verificò il più ampio evento regressivo del Pleistocene, con tracce di depositi e forme litorali a circa 130 metri sotto l'attuale livello medio del mare, come osservato sul bordo della piattaforma meridionale sarda (Ulzega et al., 1979) tale livello è datato circa 18.000 anni B.P.

2.5.1 Le principali formazioni pleistoceniche

Il Quaternario è rappresentato in gran parte da depositi in facies continentale, mentre i subordinati depositi marini danno luogo ad affioramenti discontinui e di debole spessore e vengono attribuiti al Tirreniano, essendo gli unici che forniscano una sicura datazione in base al contenuto paleontologico. La datazione di questi depositi viene fatta in relazione alla presenza di conglomerati fossiliferi tirreniani a *Strombus bubonius*, *Conus textudinarius* e *Patella ferruginea* (Issel, 1914), distinguendo quindi formazioni “pre-tirreniane”, “tirreniane” e “post-tirreniane”. Il Quaternario antico (Pleistocene) è rappresentato principalmente dalle “Alluvioni antiche” *Auct.* diffuse in tutta l’Isola, ma in particolare nella piana del Campidano e nella Nurra (Carmignani et al., 2001).

Le formazioni pre-tirreniane sono costituite prevalentemente da sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale, rappresentati da conglomerati, ghiaie e sabbie più o meno costipate, spesso con abbondante matrice siltoso – argillosa arrossata e variamente ferrettizzate, organizzate generalmente almeno secondo due ordini di terrazzi a seguito delle oscillazioni eustatiche pleistoceniche. I rapporti con i depositi costieri del Tirreniano presso Alghero e nel Campidano di Cagliari e di Oristano indicano un’età pre – interglaciale Mindel – Riss (Pecorini, 1962; 1963a; Maxia & Pecorini, 1968). In prossimità della costa i depositi alluvionali antichi sono in genere ricoperti dai depositi di spiaggia. A questi depositi fluviali seguono depositi calcarei in facies lacustre o palustre, rinvenibili soprattutto nella Nurra e nel Campidano e alcune manifestazioni travertinose (Maxia & Pecorini, 1968). Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Nurra) e più raramente su quella orientale (Orosei, Gallura), sono inoltre presenti estesi depositi di origine eolica. Si tratta in genere di dune fossili composte da arenarie rossastre con cemento calcareo, spesso con stratificazione incrociata.

Lungo le coste della Sardegna si rinvencono lembi di “*panchina tirreniana*” situati a quote variabili sul livello del mare attuale (Ulzega & Hearty, 1986). Localmente, porzioni della “*panchina*” vengono rilevate anche a piccola profondità, testimoniando la debole entità delle dislocazioni post – tirreniane (Vardabasso, 1960).

La “*panchina tirreniana*”, negli affioramenti più conservati, consiste in una serie prevalentemente clastica fino a circa 4 metri di spessore (generalmente si riduce a 0.5-1 metro), che inizia con un conglomerato poligenico, fossilifero, discordante sul Terziario, sul Mesozoico, sul Paleozoico o sul Pleistocene a seconda delle zone. Seguono arenarie

ben cementate e strati ricchi di molluschi. Verso l'alto si passa ad una crosta calcarea più o meno arrossata che testimonia l'emersione del deposito marino (Vardabasso, 1960). Sui depositi eolici attribuiti al Riss, giacciono i depositi marini costieri del Tirreniano II, mentre localmente, alla base degli stessi, si osserva un altro livello marino con fauna banale, senza *Strombus*, affiorante circa alla quota attuale del livello marino e riferito all'interglaciale Mindel – Riss (Tirreniano I: Cherchi et al., 1978b). Al Tirreniano II è seguita una fase regressiva che ha lasciato evidenze di solchi d'abrasione marina a quote da +12 a +2 metri rispetto all'attuale livello del mare, di depositi di arenarie eoliche, torbe e terre rosse.

La regressione ha causato un abbassamento del livello del mare di circa 130 metri rispetto a quello attuale (Ulzega et al., 1979), causando l'esposizione di una vasta porzione di piattaforma continentale. Nella piattaforma continentale del Golfo di Cagliari è presente un sistema sedimentario, prevalentemente olocenico, che conserva la trasgressione dal massimo di regressione glaciale al livello attuale (Lecca et al., 2005). Al di sotto dei sedimenti olocenici sono presenti precedenti cicli regressivi pleistocenici e i sedimenti neogenici (Lecca et alii, 1998; Cossellu, 2007).

In questo settore, tra la quota dei -130 m fino al livello attuale del mare, sono rilevabili numerose paleo linee di riva (Figura 17), correlabili cronologicamente con le analoghe mediterranee e per confronto con i livelli delle curve di risalita eustatiche calibrate in aree stabili (Bard et al., 1990).

Gli affioramenti di Tirreniano presenti nel Golfo di Cagliari sono conosciuti e dunque sono stati studiati da tantissimo tempo (Ulzega et al., 1980; Kindler et al., 1997).

Una delle sezioni studiate (Figura 13) è quella situata nei pressi di Nora, al di sotto della stradina che dalla spiaggia conduce all'ingresso del sito archeologico. Una seconda sezione (Figura 14), che si affaccia anch'essa nella Rada di Sant'Eufisio, è quella di Su Guventeddu, situata nell'omonima località.

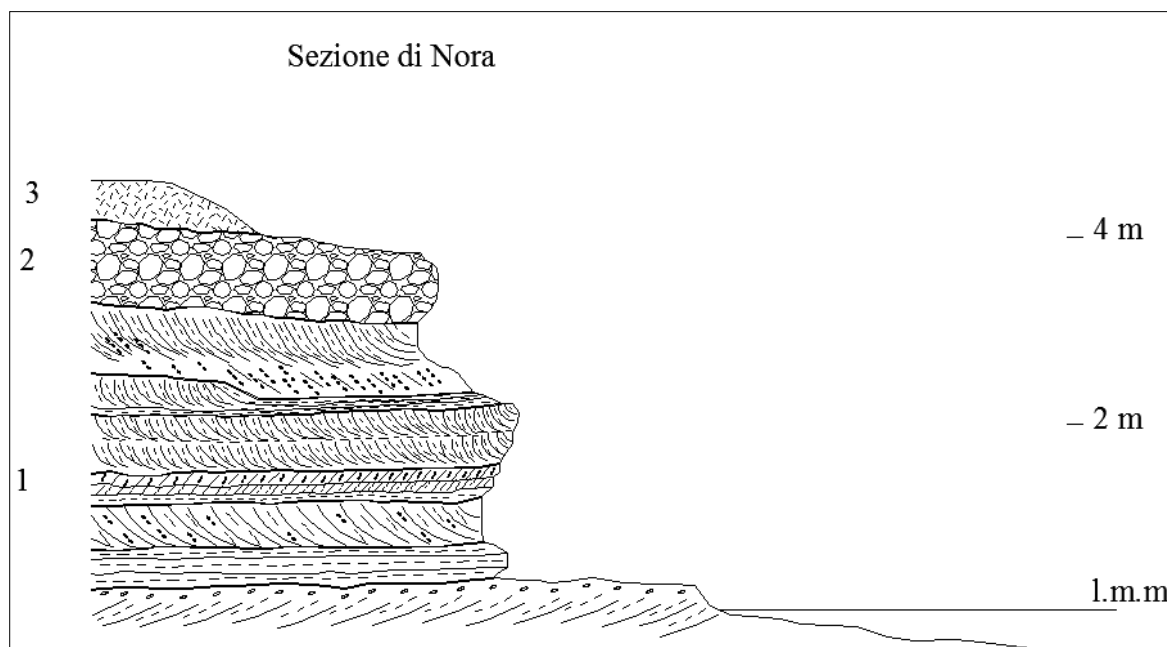


Figura 13 - Sezione dell'affioramento Tirreniano di Nora (Ulzega et al., 1980: excursion – table rond thirrenien de Sardigne, Cagliari 21 – 28 Avril 1980. Modificato).

Il substrato di questa sezione non è osservabile direttamente, ma se si procede lateralmente ad essa si può notare che i sedimenti attribuibili al Tirreniano poggiano direttamente sugli affioramenti delle andesiti oligo-mioceniche.

1 Serie di depositi di spiaggia a diverse granulometrie, dalle sabbie (arenarie) ai ciottoli (conglomerati), caratterizzati da geometrie a stratificazione incrociata alternata a piani di stratificazione sub orizzontale.

2 Superficie di erosione abbastanza irregolare, litificata, sormontata da un conglomerato grossolano fossilifero, costituito da ciottoli derivati dalle vulcaniti terziarie, da rocce paleozoiche ed in piccola parte dai prodotti dell'erosione del sottostante livello arenaceo.

3 Superficie di erosione sulla quale è adagiato un suolo rielaborato contenente alcuni resti delle civiltà puniche e romane.

Sono numerosi i blocchi di arenaria presenti nell'area attorno alla sezione studiata, elaborati nel periodo fenicio punico ed utilizzati prevalentemente per la costruzione di alcuni moli. In alcuni di questi è possibile osservare resti fossiliferi di *Strombus*.

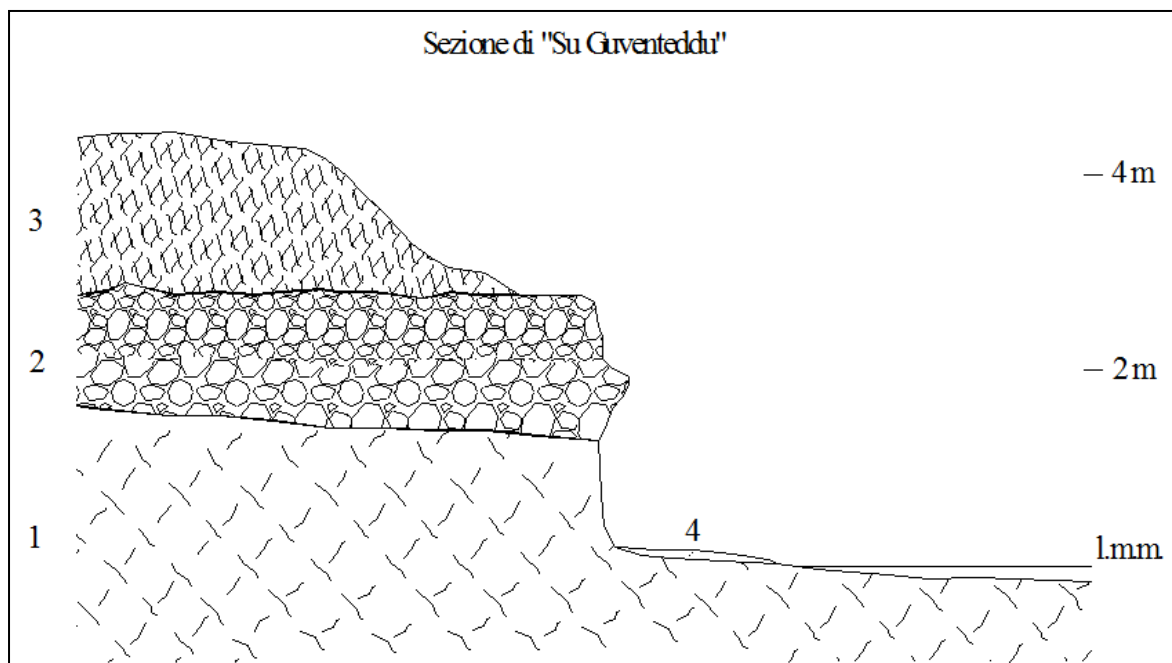


Figura 14 - Sezione dell'affioramento Tirreniano di Su Guventeddu (Ulzega et al., 1980: excursion – table rond thirrenien de Sardigne, Cagliari 21 – 28 Avril 1980. Modificato).

- 1 Substrato formato da un agglomerato andesitico di periodo oligocenico superiore, localmente alterato.
- 2 Piattaforma d'abrasione sormontata da un conglomerato di spiaggia fossilifero, costituito da clasti di diverse dimensioni, con alcuni ciottoli derivati dallo smantellamento delle vulcaniti terziarie ed altri derivati da rocce paleozoiche, di natura quarzosa, granitica, porfirica e scistosa.
- 3 Conglomerato sabbioso (arenaria) di spiaggia, localmente non consolidato, avente una buona quantità di fossili.
- 4 Colluvio.

La parte sommitale del conglomerato sabbioso di spiaggia si trova sopra ai 4,15 metri rispetto all'attuale.

Nella zona di Perd'e Sali gli affioramenti attribuibili al Tirreniano sono diversi, posizionati sia al di sopra che al di sotto dell'attuale livello marino. La sezione ritenuta più rappresentativa, è situata a Nord del porto (Figura 15). Si tratta di un affioramento poco esteso a causa dell'erosione, che evidenzia la quota del deposito intorno ai quattro metri di elevazione rispetto al livello del mare attuale. Inoltre sono ben visibili i rapporti sedimentologici rispetto al sottostante basamento andesitico ed alla copertura detritica soprastante.

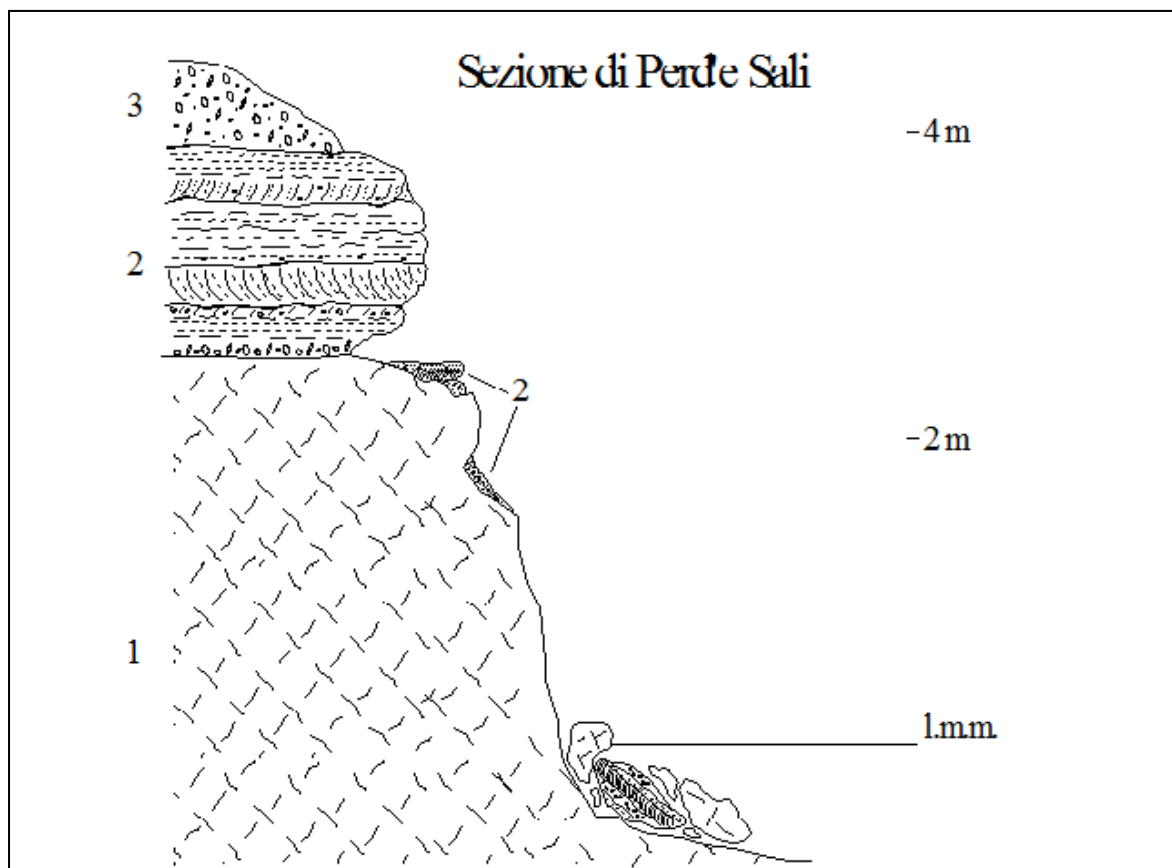


Figura 15 - Sezione dell'affioramento di Tirreniano di Perde Sali.

1 Substrato formato da un agglomerato andesitico di periodo oligocenico superiore, localmente alterato.

2 Serie di depositi di spiaggia a diverse granulometrie, dalle sabbie (arenarie) ai ciottoli (conglomerati), caratterizzati da geometrie a stratificazione incrociata alternata a piani di stratificazione sub orizzontale.

3 Deposito di materiale detritico eterometrico caratterizzato da alcuni livelli in cui si concentrano le granulometrie maggiori.

Occorre specificare che non è visibile in questa sezione l' "inner margin" del deposito Tirreniano, (il limite dell'affioramento rivolto verso monte), a causa della presenza del materiale detritico pedogenizzato situato stratigraficamente al di sopra di esso.

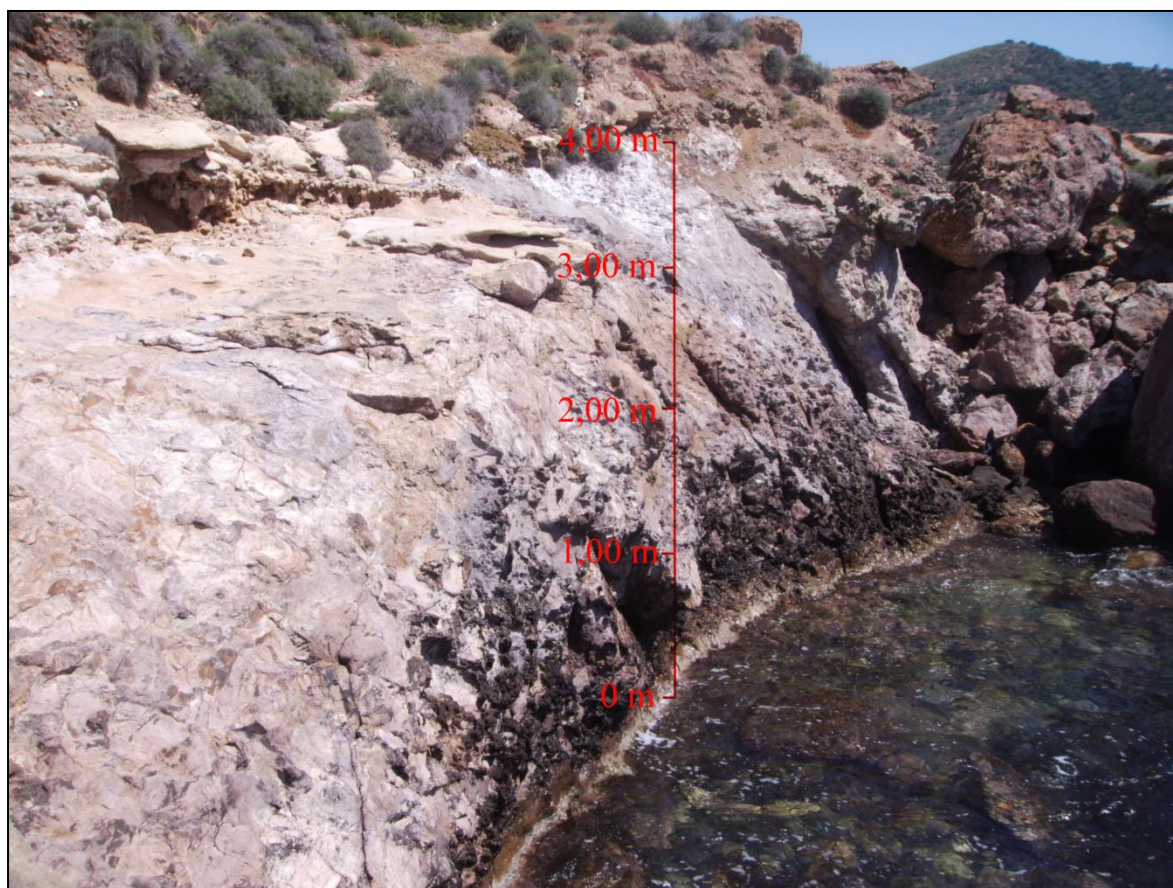


Figura 16 – Località Perd'e Sali, Nord del porto. Affioramento dei depositi Tirreniani precedentemente descritti.

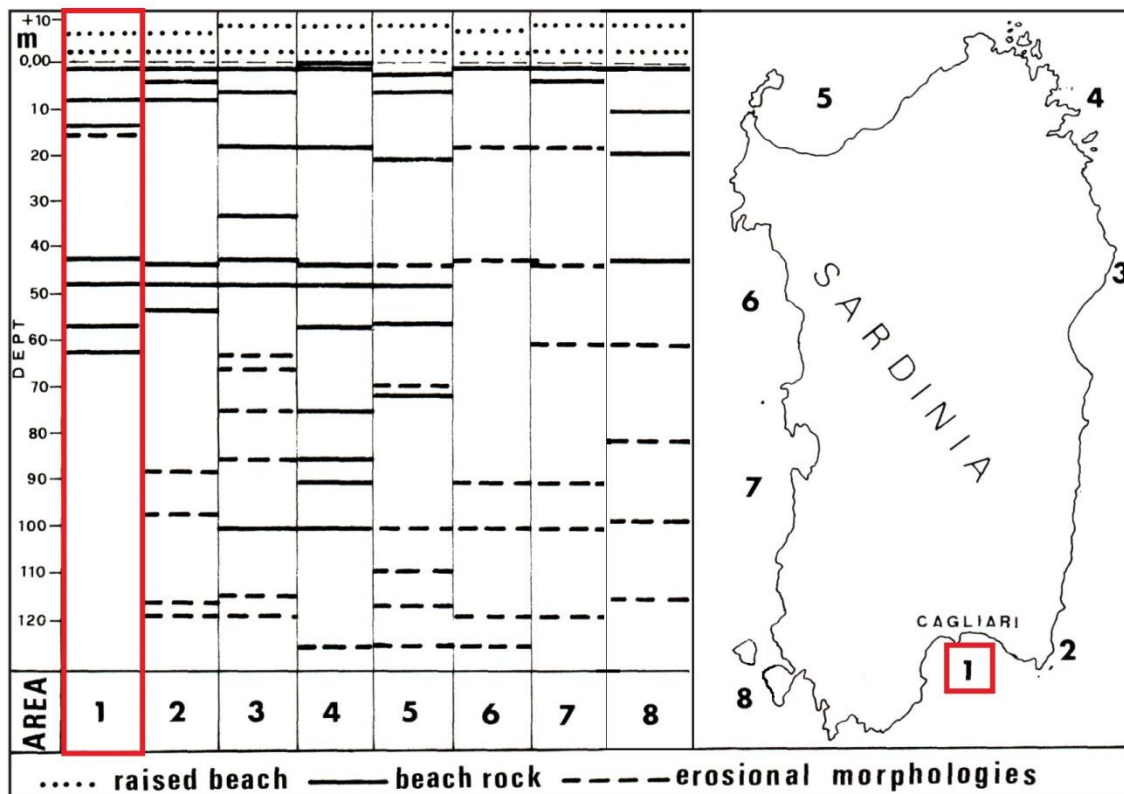


Figura 17 - Sintesi della distribuzione, nella piattaforma continentale sarda, delle principali morfologie costiere relitte riferibili alle oscillazioni eustatiche del Pleistocene medio e superiore. Col tratto continuo, le beachrocks. Col tratteggio, le morfologie erosionali costituite da falesie, piattaforme d'abrasione e solchi di battente. Con linea a punti, morfologie sia erosionali sia deposizionali, osservabili in emersione, fino a circa 10 metri sul livello del mare attuale, nelle zone costiere prossime ai settori di riferimento. Generalmente queste forme sono riferibili al livello eustatico alto che ha preceduto il Würm (stage 5e). In rosso è stato evidenziato il settore 1, relativo all'area di studio nel Golfo di Cagliari. (Da Ulzega et Al., 1986).

2.5.2 L'Olocene

L'Olocene nella porzione emersa è rappresentato soprattutto dai depositi ghiaioso – sabbiosi di fondovalle e delle piane alluvionali, dalle sabbie e ghiaie delle spiagge, dalle sabbie eoliche di retrospiaggia, talora con formazioni dunari che si estendono per qualche chilometro nell'entroterra, e da depositi limoso – argillosi delle lagune e stagni costieri.

In ambiente di piattaforma continentale attualmente sommersa sono conservate numerose evidenze di stazionamento del livello marino olocenico sia in facies deposizionale, *beach rock* e sedimenti litorali relitti, che in facies erosiva, superfici di abrasione e cornici incise nel substrato (De Muro & Orrù, 1998). Complessi deposizionali di cordone-laguna, caratterizzati da *beach rock* organizzate in diversi ordini, sono stati rilevati nel Golfo di Cagliari a -25, -40, -55 m (Ulzega et al., 1986).

Recenti studi di elevato dettaglio sulle variazioni del livello marino olocenico, utilizzando indicatori geoarcheologici, hanno contribuito a ridisegnare il paesaggio costiero in epoca storica (Lambek et al., 2004; Orrù et al., 2004; Antonioli et al., 2007 ed Autori vari).

Nell'ambito dell'Accordo di Programma tra l'Università di Cagliari ed ENEA – Dipartimento Ambiente, Orrù et al., 2004, hanno eseguito delle indagini stratigrafiche di gran dettaglio mediante 3 sondaggi a carotaggio continuo nel settore occidentale della piana costiera di Cagliari, in corrispondenza della sezione che taglia la bocca della Laguna di Santa Gilla (Figura 19). Gli Autori, al fine di identificare le modalità di riempimento e di riconoscere evidenze di processi di subsidenza, hanno utilizzato metodi di datazione radioisotopica ^{14}C con tecnologia AMS su 12 gusci di gasteropodi. Sulla base dei risultati è stata restituita la curva di risalita eustatica del livello marino validata per la Sardegna meridionale a partire dallo Younger Dryas (9,6 Ka B.P.) (Figura 18).

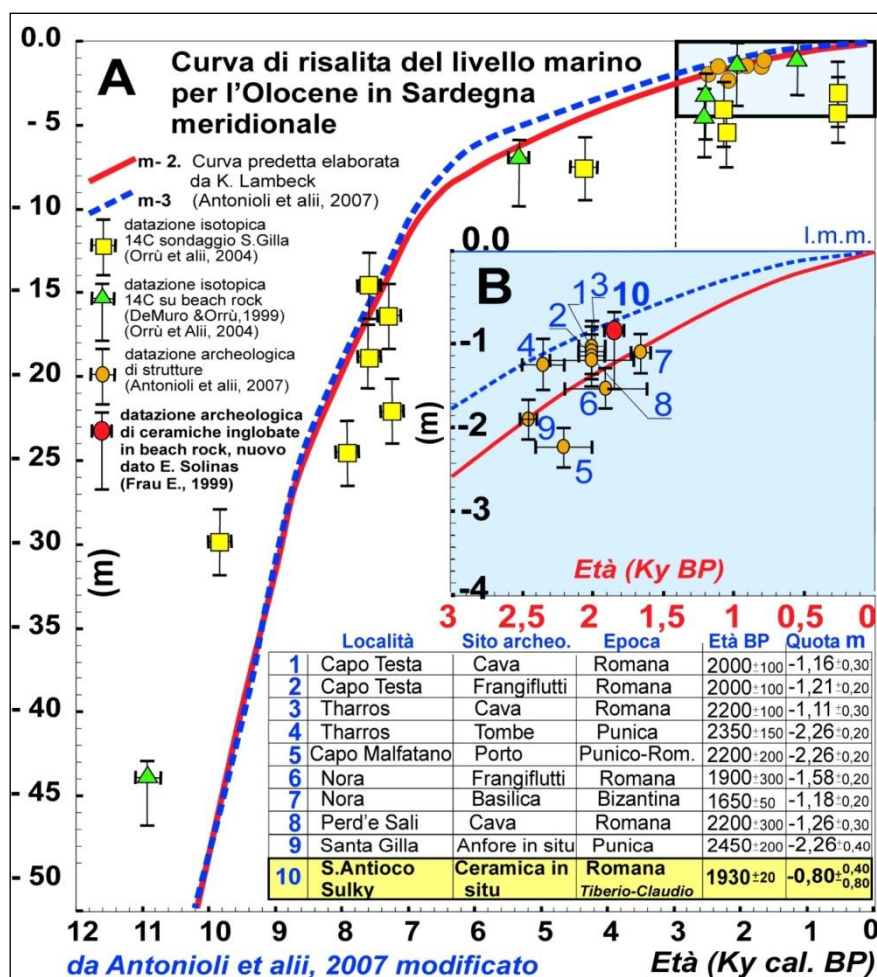


Figura 18 - A) Confronto tra le curve di variazione eustatica, elaborate per le aree tettonicamente stabili (Lambeck 2005) in questo caso studiate specificamente per l'area della Sardegna meridionale (Orrù et Alii, 2004 e i dati cronoisotopici e batimetrici provenienti da due diversi indicatori: 1) fossili prelevati dal carotaggio del riempimento di una paleo-valle a S. Gilla (Cagliari) (Orrù, 2004); 2) fossili provenienti da beach rock. B) particolare della parte sommitale della curva, confronto delle curve predette con i dati geoarcheologici misurati su diverse tipologie di strutture e depositi antropici.

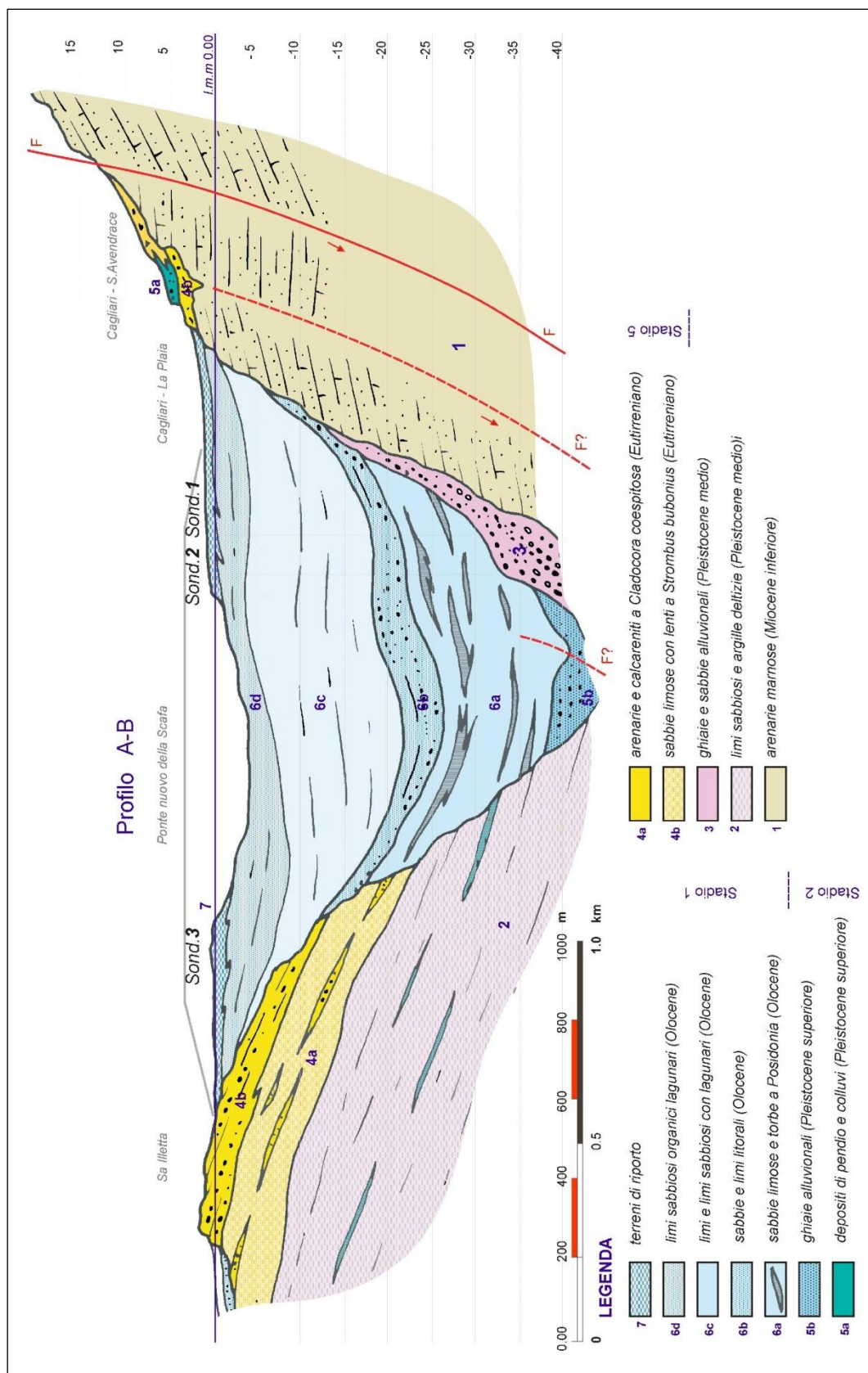


Figura 19 - Sezione stratigrafica della Laguna di Santa Gilla mostrante nel dettaglio la sedimentazione marina olocenica. In figura sono riportati i sondaggi 1, 2 e 3 eseguiti nell'ambito dell'Accordo di Programma tra l'Università di Cagliari ed ENEA – Dipartimento Ambiente. (da Orrù et alii, 2004).

La comparazione tra i dati di Santa Gilla e i risultati del modello geodinamico idroisostatico di Lambeck, modello validato anche sulla base di dati geoarcheologici (Lambeck et al., 2004) ha consentito agli autori di stabilire che la piana di Cagliari è un'area costiera tettonicamente stabile, con una recente subsidenza limitata alle zone assiali della paleo incisione fluviale (Orrù et al., 2004).

Capitolo 3 – IL MARGINE CONTINENTALE DELLA SARDEGNA MERIDIONALE

Il margine continentale della Sardegna meridionale è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali (Wezel et al., 1981), nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et al., 1998).

La struttura del margine, evidenziata in numerosi profili sismici acquisiti a partire dagli anni '70 (Morelli and Nicolich, 1990; Blundell et al., 1992; Egger, 1992; Giese et al., 1992; Torelli et al., 1992; Tricart and Torelli, 1994), è caratterizzata dalla sovrapposizione di due regimi successivi di deformazione. Il più antico corrispondente ad una fase compressiva di ispessimento crostale durante l'Oligocene – Miocene, contemporaneamente alla rotazione del blocco Sardo – Corso ed all'apertura del bacino Alghero – Provenzale (Mascle et al., 2001). La fase deformativa più recente è associata alla fase di rifting tirrenico, durante la quale si è avuta una tettonica distensiva che ha portato ad un leggero assottigliamento della crosta terrestre, avvenuta prima della crisi messiniana (Bouillin et al., 1998).

L'assetto morfostrutturale del margine è articolato da valli e seamounts isolati. Sotto il profilo evolutivo si distinguono due stili differenti: sulla cima del monte sottomarino di Su Banghittu si è conservata una piattaforma residuale, annegata da sedimentazione essenzialmente carbonatica - bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998), mentre i pendii dei rilievi strutturali (Monte Ichnusa, Su Banghittu e Horst del Sarrabus) sono ricoperti da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma et al., 1985). L'area di depocentro del bacino profondo è interessata da una sedimentazione in prevalenza torbiditica alternata a depositi emipelagici, che evidenzia con l'aggradazione uno spesso complesso di “*channel-levee*” (Lecca et al., 1998).

Il bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976). Tali bacini marginali chiudono a sud il Rift oligo-miocenico (Cherchi & Montadert, 1982) della Sardegna meridionale, riattivato durante il Plio-Quaternario da movimenti estensionali correlati con l'apertura del Tirreno meridionale (Cherchi et al., 1978a, c; Casula et al., 2001).

Il Canale di Sardegna mostra a NO una morfologia ripida, dovuta al basculamento di blocchi con direzione del rigetto circa NS e NNO – SSE, il più importante dei quali è il Seamount Ichnusa, che risale fino ad una quota di -140 m ed è costituito da meta sedimenti

paleozoici e granito, con coperture vulcaniche e sedimentarie post – paleozoiche (Compagnoni et al., 1987, 1989).

La scarpata è incisa da un reticolo di valli sottomarine e numerosi canali tributari; il ciglio si trova alla profondità media di circa -125 m. per risalire a quote inferiori in corrispondenza dell'arretramento per erosione regressiva delle testate dei canyon (Ulzega et al., 1986); nella zona distale delle valli sottomarine si estendono corpi sedimentari a conoide batiale, al raccordo con la piana batiale sardo-algerina (Auzende et al., 1974). In scarpata superiore sono riconoscibili tracce di scivolamenti gravitativi e flussi torbidity non canalizzati che interessano le coperture a sedimenti plio – quaternari e che danno luogo ad accumuli di base di pendio.

I caratteri morfostrutturali che controllano il Campidano meridionale condizionano l'assetto della piattaforma continentale antistante (Fanucci et al., 1976).

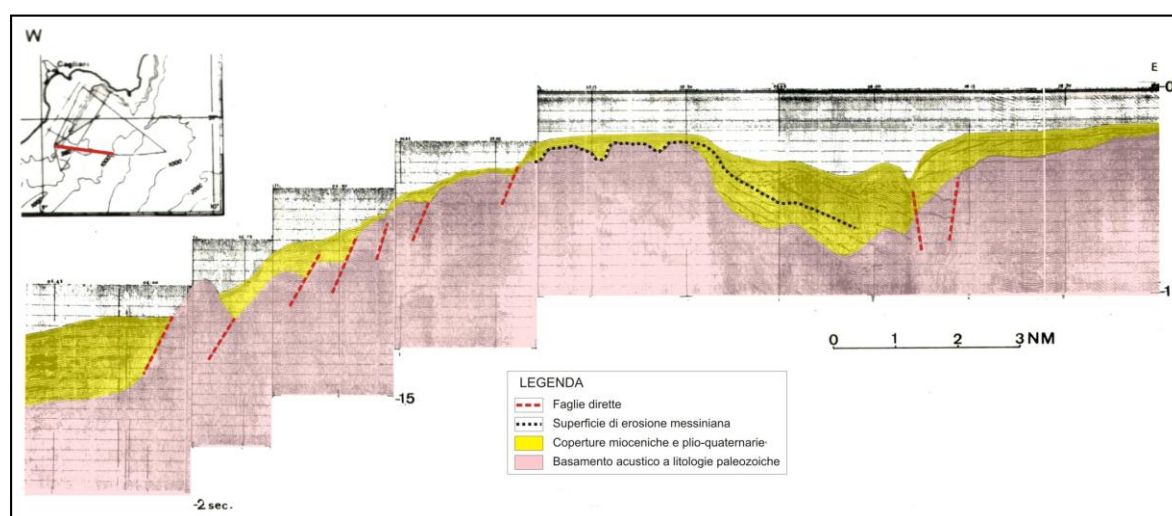


Figura 20 - Profilo Sparker 6 kJ del bordo della piattaforma occidentale del Golfo di Cagliari, interessato da una successione di faglie normali a gradinata, attive (da Fanucci et alii, 1976).

Le differenze morfologiche presenti sulla terra emersa sono riscontrabili anche sulla piattaforma continentale, la quale mostra un andamento regolare nell'area del Golfo di Quartu, mentre lungo la costa compresa tra il Golfo di Quartu e Capo Carbonara la sua larghezza si riduce a sole 1-2 miglia (APAT, *Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi*, 2004).

In corrispondenza del bordo sono stati rilevati in continuità corpi sedimentari interpretabili quali Terrazzi Deposizionali Sommersi (Ferraro et al., 1998) riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare a -120 m, stage isotopico 2, (Chapel & Shackleton, 1986). Il terrazzo principale si sviluppa per circa 8 miglia, mentre la sua

estensione perpendicolare alla costa si riduce a soli 200-300 m in corrispondenza delle testate del canyon attivo di S. Elia (APAT, *Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi*, 2004).

In corrispondenza del settore orientale del Golfo di Cagliari, la piattaforma continentale ha un'estensione media di 6 miglia ed un ciglio netto rilevabile fino alla profondità di -75 m, inciso dalle testate del canyon Foxi, all'estremo orientale, e dal canyon S. Elia nella zona centrale; le testate di quest'ultimo si presentano in arretramento attivo, nette ed incise direttamente nel substrato, mentre verso Ovest il ciglio, meno netto e più profondo, intorno ai -120 m è caratterizzato da sedimenti fini in progradazione (Ulzega et al., 1986).

La piattaforma distale del Golfo di Cagliari è sede di un importante prisma con accrezione progradante nella scarpata superiore; in quest'area i sedimenti in accumulo sono costituiti da limitati apporti terrigeni silicoclastici della Sardegna meridionale e da un'importante componente bioclastica prodotta all'interno della stessa piattaforma, inoltre, alla riduzione di energia trattiva delle correnti di fondo si associa la deposizione di sedimenti fini rappresentati da limi e limi argillosi (Lecca et al., 1998).

La piattaforma intermedia è dominata dall'accrescimento sedimentario legato alla produttività carbonatica della biocenosi a "*Posidonia oceanica*" (Peres & Picard, 1964), mentre, in parte di essa e nella porzione più prossimale, sono interessate da morfologie erosive sepolte interpretabili quali paleoalvei fluviali (Di Napoli Alliata, 1968), il cui livello di base è rappresentato dalla linea di riva dello stazionamento basso würmiano, stage 2 (Carboni & Lecca, 1992).

In piattaforma continentale esterna sono esposti sistemi deposizionali litorali relitti, dovuti alla trasgressione versiliana, stage 1 (Chapel & Shackleton, 1986), in facies di beach-rock arenaceo - conglomeratiche, interpretabili quali linee di riva sommerse (Segre, 1968), con associate depressioni di retrospiaggia colmate da sedimenti fini, cui può essere attribuito il significato di paleolaguna (Gandin, 1970; Pittau, Demelia & Loi, 1982; Ulzega et al., 1986). La giacitura in "bancate" debolmente inclinate verso il largo, tipica di questi affioramenti, riprende i caratteri giaciturali del corpo sedimentario di spiaggia; le strutture sedimentarie rappresentate sono quelle tipiche di ambiente litorale (quali laminazione piano-parallela, cuneiforme, sigmoidale ed inclinata) (Orrù et al., 2004).

Capitolo 4 - GEOMORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE: CONOSCENZE PRECEDENTI

Nel corso del Pleistocene la piattaforma del Golfo di Cagliari è stata interessata da diversi cicli di oscillazioni eustatiche; durante le fasi di *low stand*, tali oscillazioni hanno prodotto il sovrapporsi di eventi progradanti, di cui attualmente si ha chiara evidenza nel bordo della stessa. La piattaforma del Golfo di Cagliari è alimentata dagli apporti terrigeni provenienti dall'entroterra da tre diverse aree. Nel settore orientale pervengono principalmente sedimenti derivati dall'alterazione delle metamorfite erciniche di basso grado, da plutoniti tardo erciniche e, nella regione costiera, da sequenze clastiche continentali e marine mioceniche e quaternarie. Il settore occidentale, in adiacenza alla regione del Sulcis, è caratterizzato da rocce granitoidi del basamento ercinico, localmente coperture sedimentarie paleogeniche terrigene e, in prossimità della faglia occidentale del Graben del Campidano, importanti apparati vulcanici andesitici oligo-miocenici.

L'area compresa all'interno del graben del Campidano di Cagliari, presenta nella parte orientale una successione di marne e marne arenacee del Miocene inferiore – medio, e arenarie e calcari di piattaforma di origine bioclastica del Miocene superiore; la parte occidentale è invece costituita dai complessi continentali e transizionali del pliocene - olocene del Campidano meridionale.

Il margine continentale della Sardegna, ad una prima osservazione puramente fisiografica, evidenzia importanti differenze tra il settore orientale e quello occidentale. Il primo ha una larghezza media di qualche chilometro, con la scarpata molto acclive che si arresta alla profondità di circa -1000 metri in corrispondenza del bacino sardo, mentre il secondo presenta una larghezza media variabile fino a circa 40 chilometri ed una scarpata che si estende sino alla piana abissale del Mar di Sardegna alla profondità di circa -2800 metri.

Questa differenza è ben visibile nell'area di studio; il lineamento tettonico orientato circa da N-NO a S-SE, allineato con il promontorio di Capo S. Elia riferibile alla dinamica estensionale plio-pleistocenica, separa la porzione di piattaforma occidentale, caratterizzata da una maggiore estensione, da quella orientale che si estende per un massimo di 2 Mn dalla costa (Figura 21).

La piattaforma continentale relativa al settore occidentale del Golfo di Cagliari è caratterizzata da una estensione media di 6 miglia; il ciglio si rileva dalla profondità di circa -120 m fino a -70 m in corrispondenza delle testate del Canyon Foxi nel suo estremo orientale. In questo settore le testate dei canyon si indentano per circa 1300 m oltre il ciglio della piattaforma, e si presentano in erosione retrogressiva.

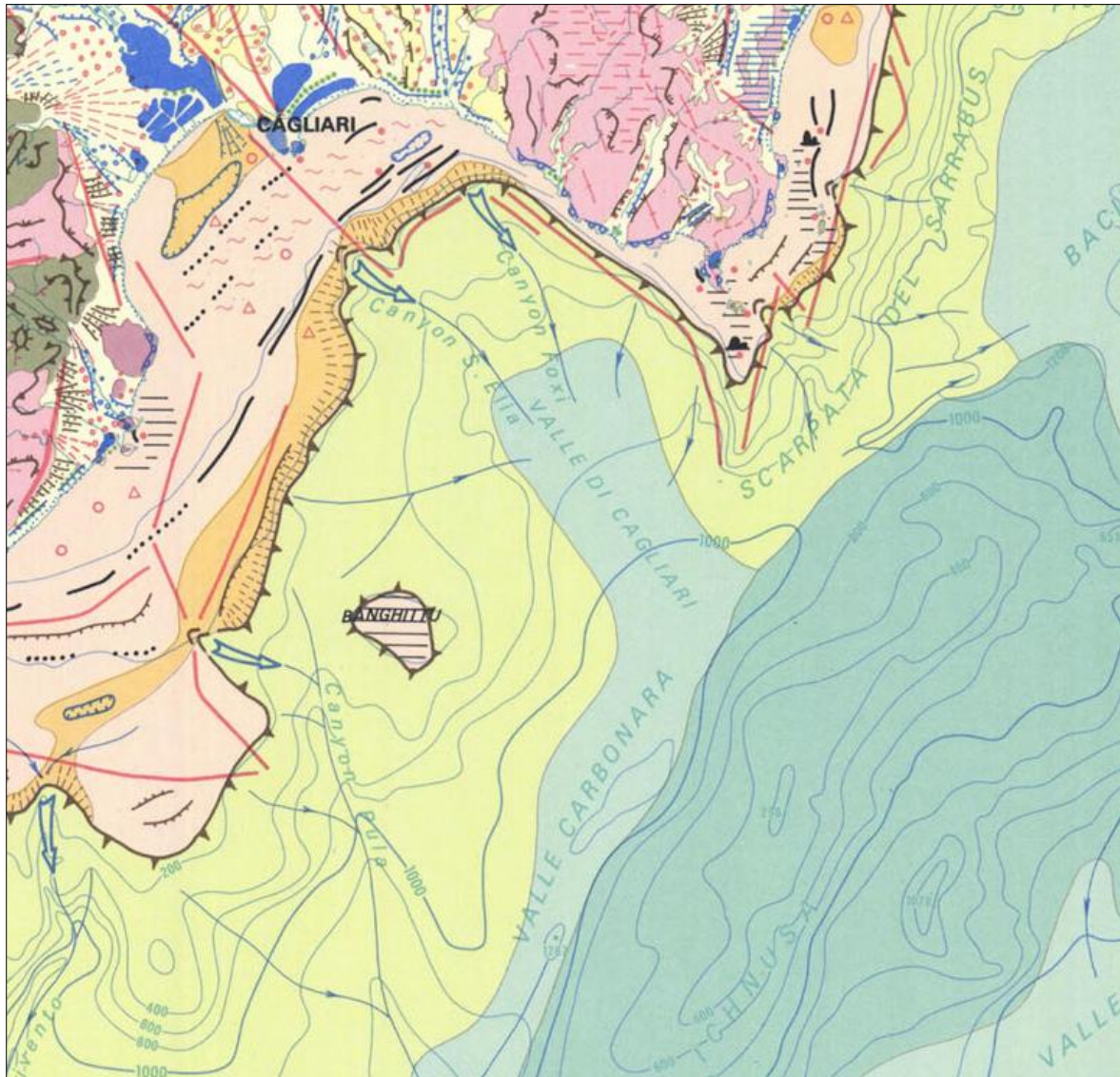


Figura 21 – Stralcio della “Carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale” CNR. Ulzega et al., 1988.

Quasi in continuità con le testate del canyon Foxi, in posizione più meridionale, si rilevano le testate del canyon S. Elia, che si presentano in arretramento attivo, nette ed incise direttamente nel substrato. Verso W il ciglio, meno netto e più profondo, si rinviene ad una profondità di -120 m ed è caratterizzato da sedimenti fini in progradazione (Ulzega et al., 1980b; Ulzega et al., 1986).

La parte meridionale del Rift Sardo, con sovrimposto il Graben del Campidano, prosegue in mare all'interno del Golfo di Cagliari, controllando la sedimentazione dell'intero Bacino di Cagliari sia al livello della piattaforma continentale che nella parte più profonda caratterizzata dallo sbarramento distale dal Seamount Ichnusa (Lecca et al., 1998).

La parte interna della piattaforma è attualmente occupata dalla laguna di S. Gilla; si tratta di una vasta area caratterizzata da subsidenza recente che include una parte della piana del

Campidano e riceve gli apporti terrigeni di due importanti corsi d'acqua, il rio Mannu ed il Cixerri. Attualmente la situazione strutturale del limite della depressione sembra essere definita, anche se appare possibile che possa esistere una continuazione della stessa verso mare, anteriormente allo spianamento plio – quaternario (Fanucci et al., 1976).

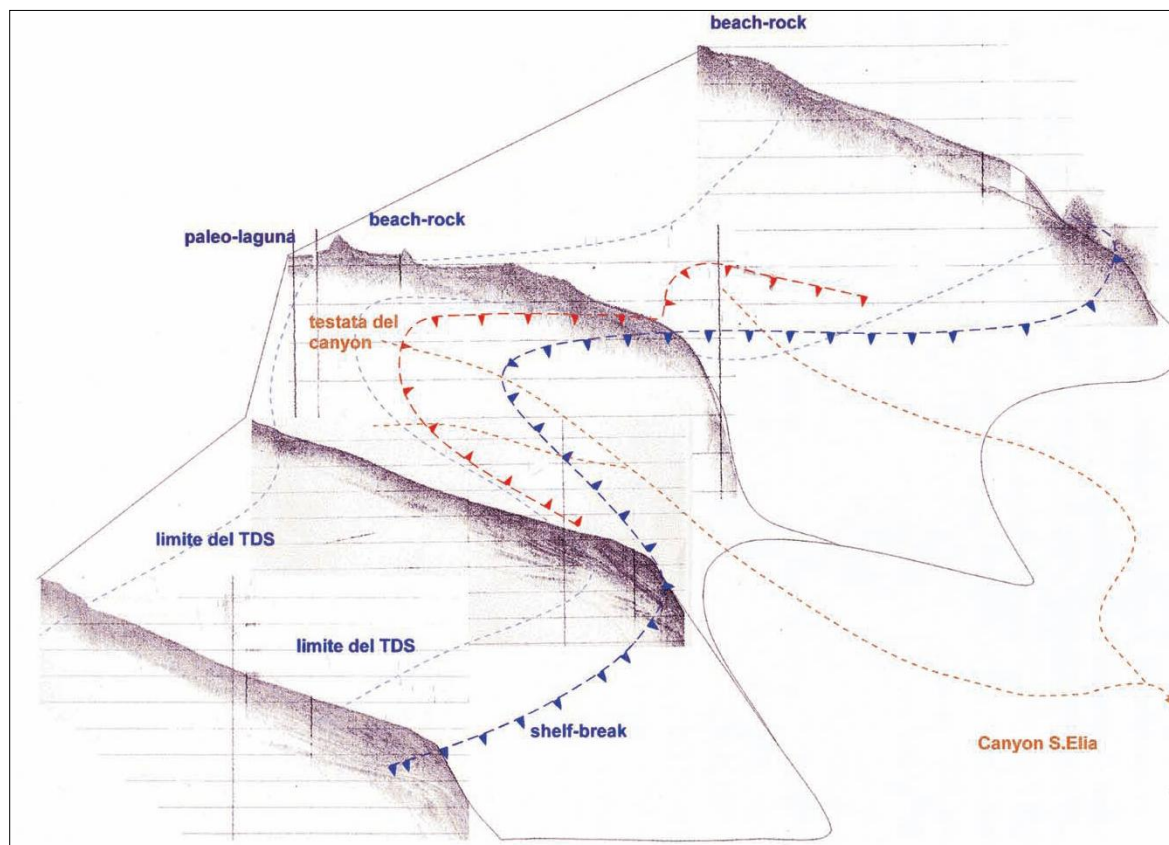


Figura 22 - Golfo di Cagliari. Sub Bottom Profiler 3,5 Khz. Questa ricostruzione prospettica mette in evidenza le variazioni laterali della morfologia e dell'estensione dei terrazzi deposizionali riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare osservati nel Golfo di Cagliari. Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane – ISPRA APAT 2004.

Questa estesa porzione di piattaforma (settore occidentale) è rappresentato dalla notevole copertura di sedimenti plio-quaternari che rivestono in modo pressoché continuo il basamento. La morfologia risulta quindi generalmente più regolare rispetto al settore orientale, con acclività quasi costante dalla linea di riva al bordo della piattaforma, il quale presenta una decisa rottura di pendio ed è costituito da forti accumuli di sedimenti in progradazione.

Su questa base morfologico – strutturale particolarmente conservativa Ulzega (1980) ha riconosciuto e studiato con particolare attenzione gli effetti della variazioni glacio-eustatiche del livello del mare relativamente agli eventi climatici del Quaternario. Nello specifico i momenti di stazionamento del livello del mare, sia in fase regressiva che

soprattutto trasgressiva, sono definiti da morfologie riferibili a paleo-spiagge (Ulzega et al., 1980b; Ulzega et al., 1986).

A partire dal massimo glaciale, relativo ad un livello del mare posto a -125 metri, sono presenti all'interno del Golfo di Cagliari, diversi ordini di linee di riva sommerse, costituite da conglomerati e arenarie di spiaggia cementate in facies di beach rock (Ulzega, 1980). Queste paleo-spiagge si ritrovano a profondità costante disposte parallelamente alla costa attuale in fasce larghe alcune decine di metri e allungate generalmente per qualche chilometro. Schematicamente è possibile suddividere la piattaforma in senso trasversale rispetto al suo allungamento (NO – SE) in tre settori distinti, piattaforma interna, intermedia ed esterna.

La piattaforma interna è caratterizzata dalla presenza di due valli fluviali rispettivamente ad Est e ad Ovest dell'alto morfologico di Capo Sant'Elia, governate nell'evoluzione dalla ciclicità degli eventi eustatici pleistocenici. La valle meridionale in corrispondenza della laguna di Santa Gilla si dispone circa N – S, parallelamente all'attuale linea di riva. Questa porzione di paleo alveo è caratterizzata dalla presenza di diverse canalizzazioni colmate ricongiungibili all'attuale reticolo di drenaggio nelle terre emerse, la maggiore delle quali è rappresentata da un ramo che si allunga verso l'entroterra in direzione Ovest, ricongiungibile approssimativamente con l'attuale foce del Rio San Girolamo (Figura 23). Quest'area depressa si presenta colmata da sedimenti di età tardo olocenica, in facies fangoso organica e può essere interpretata come una paleolaguna.

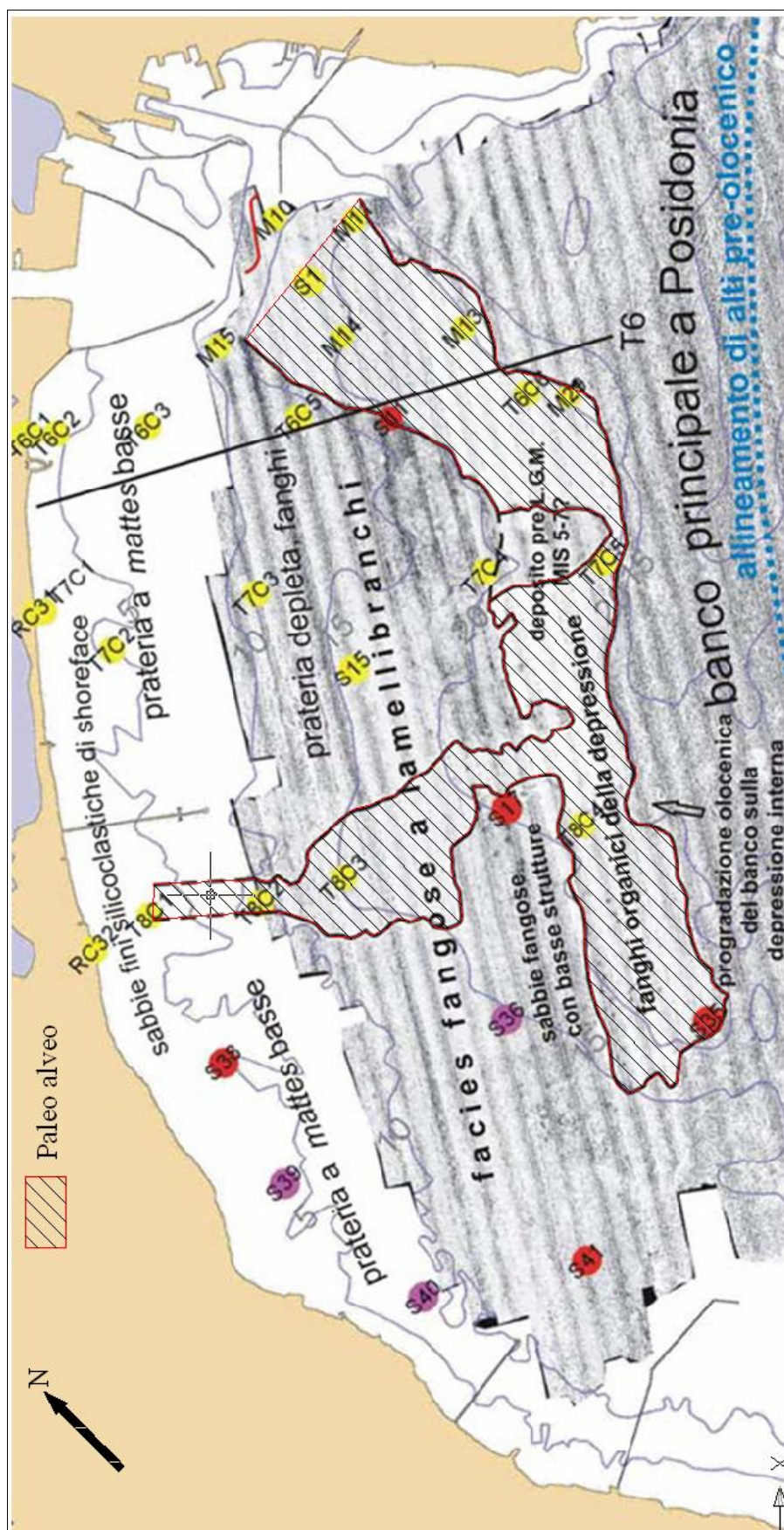


Figura 23 - Mosaico SSS della piattaforma interna del golfo di Santa Gilla interpretato, con evidenziato il paleo alveo (da Cossellu 2007 modificato).

La piattaforma intermedia è costituita da un alto tettonico che separa la piattaforma interna da quella esterna. Si tratta della soglia di Sant'Elia – Pula, orientata NE – SO e ubicata nella parte centrale della piattaforma attuale. In questo settore sono presenti diversi ordini di paleo depositi litorali sommersi, relativi a stazionamenti marini circa -20 m rispetto all'attuale livello del mare, che collegavano il promontorio di Pula al Capo Sant'Elia. Attualmente tale fascia in rilievo ospita il banco principale a Posidonia.

La piattaforma esterna è ampia nel settore occidentale e stretta in quello nordorientale in relazione ai minori apporti terrigeni legati al contesto strutturale dell'area. Anche in questo settore si rilevano diversi ordini di paleo linee di riva, la più importante culmina ad una quota di -55 m circa, elemento riconosciuto in varie piattaforme mediterranee e extramediterranee (Duncan et al., 2000) attribuibile a eventi eustatici di carattere globale. La piattaforma esterna si estende fino alla rottura di pendio con un'architettura deposizionale caratterizzata da sequenze progradanti terrigene di bordo di piattaforma, mentre la superficie deposizionale attuale presenta una sedimentazione ridotta di *trasgressive – high stand* (Cossellu 2007).

Circa 4 km distante dal bordo della piattaforma, 17,5 km a S – E rispetto al promontorio di Pula, si trova il rilievo strutturale di “Su Banghittu” (Figura 24), un lembo residuale di piattaforma continentale isolato annegata da sedimentazione essenzialmente carbonatico – bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998).

I pendii di questo rilievo strutturale, come quelli del Monte Ichnusa e dell'Horst del Sarrabus, sono ricoperti da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma et al., 1985); lungo le cornici del rilievo, ed alla base dei fianchi sono inoltre presenti numerosi fenomeni di instabilità gravitativa. Si tratta di “*debris avalanche*” che verranno discussi ed illustrati nei capitoli successivi.



Figura 24 – Rappresentazione tridimensionale del rilievo strutturale di “Su Banghittu”. Con il numero 1 sono indicate le cornici delle frane; il numero 2 mostra il corpo dei debris avalanche; i blocchi si allontanano dal corpo di frana per diversi chilometri. Deiana et al., 2012.

Capitolo 5 – METODI

In questo capitolo verrà descritto l'insieme dei dati utilizzati e la loro origine, i metodi e le elaborazioni effettuate, allo scopo di conseguire gli obiettivi della ricerca. I dati utilizzati per questo lavoro sono stati acquisiti in sede di diverse campagne oceanografiche.

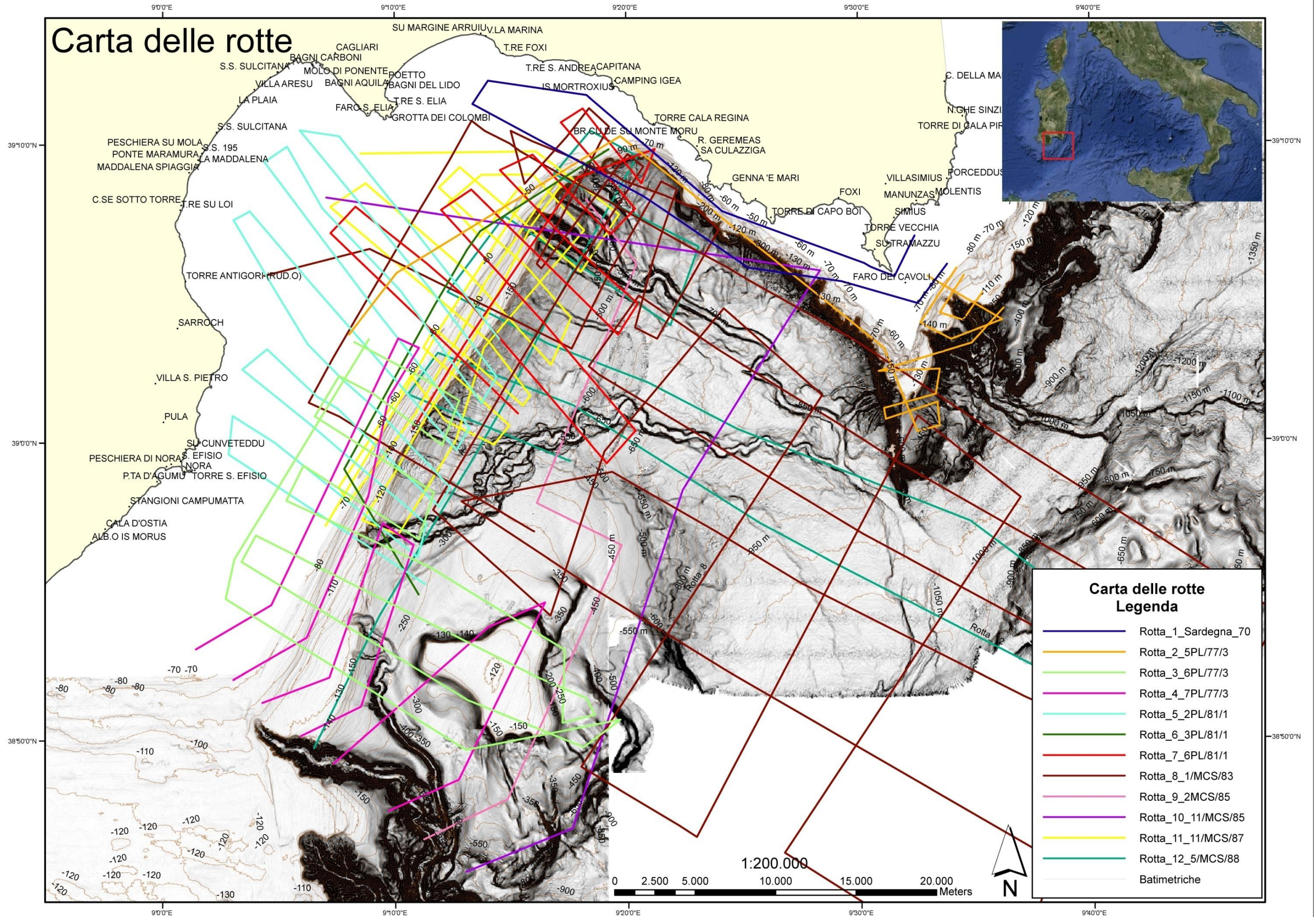
Per lo studio della stratigrafia, per l'analisi degli spessori delle formazioni più superficiali e per meglio definire gli elementi morfobatimetrici, sono state utilizzate linee sismiche acquisite a partire dagli anni '70 – '80, nel corso delle campagne Margini Continentali Sardi e Placers. La morfobatimetria dell'intera area è stata prodotta utilizzando dati multibeam a copertura totale durante le campagne eseguite nell'ambito del Progetto MaGIC.

Nel dettaglio sono stati utilizzati dati provenienti dalle seguenti campagne:

- 1) Campagne Oceanografiche “Sardegna 70”; “MCS (Margini Continentali Sardi) 83, 85, 87, 88”; “Placers PL 77/3, 81/1”, progetto finanziato “Oceanografia e Fondi Marini”, sottoprogetto “Risorse Minerarie”, finalizzato alla ricerca di minerali utili concentrati in sabbie metallifere (Placers) provenienti da minerali accessori di diversi tipi di rocce, concentrate nella piattaforma continentale (vedi Carta delle rotte nella pagina seguente).
- 2) Campagna Oceanografica “MaGIC – Canale di Sardegna 2009” durante la quale sono stati acquisiti i dati relativi al “Foglio_60 Cagliari”, finanziata dal dipartimento della Protezione Civile Nazionale nell'ambito di un accordo quadro con l'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria del Consiglio Nazionale delle Ricerche, allo scopo di acquisire dati morfobatimetrici ad alta risoluzione con la produzione di carte di rischio geologico dei margini continentali italiani, e
- 3) Campagna Oceanografica “MaGIC – Sardegna 2010”, facente parte del medesimo progetto, durante la quale, tra gli altri, sono stati acquisiti i dati relativi al “Foglio_59 Carbonara”.

Per quanto riguarda le campagne Sardegna 70, MCS e Placers si è proceduto con il georiferire le rotte sulla base del DTM dei fondali del Golfo di Cagliari e sono stati studiati i profili sismici ritenuti maggiormente significativi. Alle Campagne Oceanografiche Canale di Sardegna 2009 e Sardegna 2010 invece ho partecipato direttamente, sia nella fase di acquisizione, di elaborazione e di restituzione dei dati.

Carta delle rotte



5.1 CAMPAGNE OCEANOGRAPHICHE “PLACERS”

Nell’ambito delle campagne oceanografiche “Placers 78/1” sono stati acquisiti dati sismici a riflessione Sparker 0,8 kJ, sismici monocanale ad alta risoluzione Sub Bottom Profiler 3,5 KHz e batimetrici Narrow Beam. Ogni profilo è stato eseguito con due strumenti di prospezione a diverso grado di risoluzione verticale e di penetrazione, lo Sparker a 0,8 kJ ed il Sub Bottom Profiler a 3,5 KHz).

Nelle prospezioni sismiche la fonte energizzante emette impulsi acustici di energia e frequenza caratteristiche che si propagano nella massa d’acqua. Gli echi riflessi dal fondo e dalle superfici di discontinuità interne ai sedimenti vengono captati da idrofoni ed elaborati mediante filtri di frequenza e amplificazioni tempo – variabili, al fine di migliorare il rapporto segnale/rumore; durante le campagne oceanografiche “Placers” i dati sono stati registrati esclusivamente in forma analogica su carta termosensibile. Ciò non ha consentito alcun tipo di elaborazione sulle registrazioni sismiche effettuate.

Tabella 1 - Tabella riassuntiva delle caratteristiche delle sorgenti sismiche utilizzate (SBP = Sub Bottom Profiler) durante la campagna oceanografica “Placers”.

Tipo di sorgente	Sparker 1kJ	SBP 3,5 kHz
Energia per impulso	1000 joule	5 joule
Spettro di frequenza	100÷200 Hz	3500 Hz
Durata dell’impulso	15 ms	0.3÷5 ms
Risoluzione	10 m	>0.2 m
Penetrazione	0.5÷1 s	>0.1 s

Il risultato è una stratigrafia (in tempi) delle prime decine di metri dei sedimenti presenti al di sotto del fondale, ricostruiti con un dettaglio che, in funzione delle frequenze utilizzate, varia da qualche metro ad alcuni decimetri.

Lo Sparker viene utilizzato per produrre onde sismiche a bassa frequenza, caratterizzate da una elevata capacità di penetrazione. É un sistema di prospezione sismica ad alta risoluzione costituito principalmente da due sottosistemi: uno di eccitazione ed uno di ricezione dei segnali sismici.

Il sistema di eccitazione è costituito da una serie di condensatori (alimentati da un apposito Power Supply) collegati ad un *array* con un numero variabile di elettrodi (in genere 8) disposti in una struttura metallica denominata catamarano che viene immersa e trainata dall'imbarcazione.

L'impulso sismico viene generato principalmente dalla implosione della bolla di gas prodotta a sua volta dalla scarica dei condensatori sugli elettrodi della gabbia del catamarano.

Il segnale sismico così ottenuto penetra negli strati del sottofondo marino e viene progressivamente riflesso. Il segnale di ritorno viene captato dagli idrofoni (montati su un altro cavo immerso in acqua) che rappresentano il primo blocco del sistema di ricezione. Dall'idrofono il segnale, trasformato da acustico in elettrico, viene registrato mediante stampante elettrostatica su carta termosensibile. Il posizionamento dei profili sismici per la campagna oceanografica è stata effettuata mediante il sistema di radiolocalizzazione LORAN C con controlli radar nei settori prossimi alla costa.

5.2 METODOLOGIA D'INDAGINE

L'investigazione dei fondali marini viene attualmente realizzata con l'ausilio di particolari strumentazioni geofisiche in grado di sfruttare la proprietà di propagazione delle onde sismiche nell'acqua (Figura 25).

Il principio di funzionamento delle strumentazioni geofisiche utilizzate nelle tecnologie offshore si basa sulla generazione di un'onda acustica avente caratteristiche di forma, ampiezza e frequenza calibrate, che sia in grado di attraversare in primis la colonna d'acqua, per poi attraversare le successioni sedimentarie al di sotto del fondo marino. La registrazione dei tempi di ritorno del segnale riflesso mediante trasduttori riceventi posti secondo una precisa geometria, offre indicazioni sulla profondità del riflettore indagato.

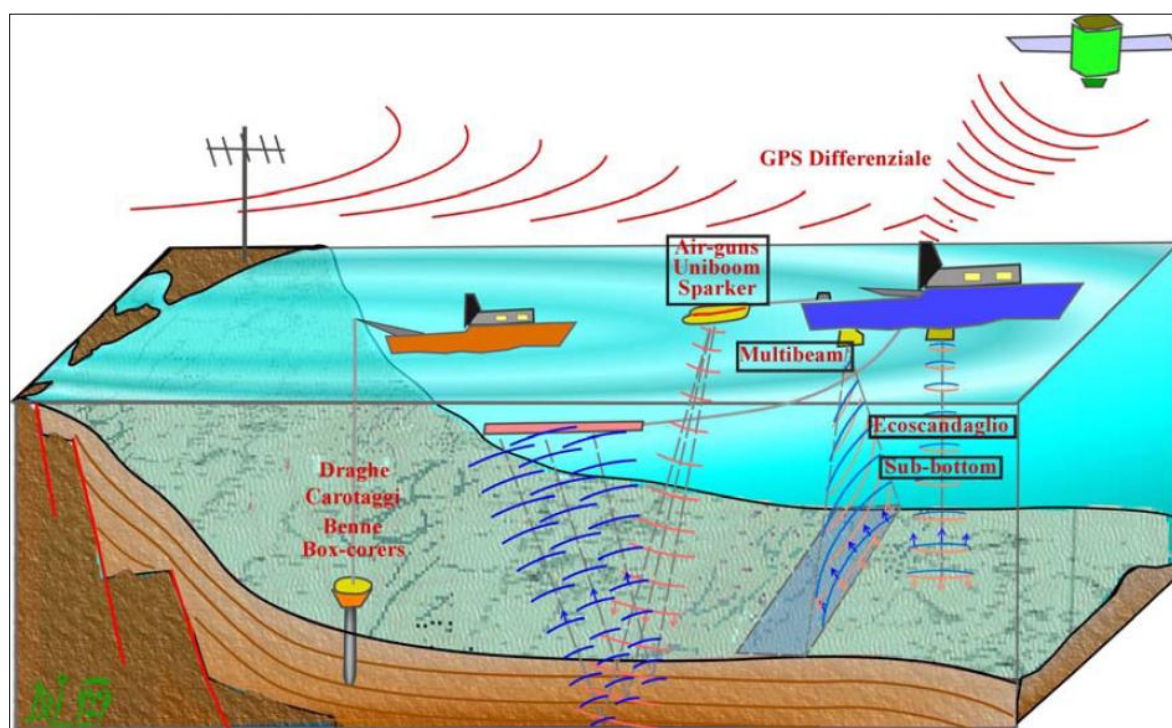


Figura 25 - Schema generale dei principali metodi di acquisizione in mare. Con il rettangolo nero sono indicati quelli che sono stati utilizzati nel corso della campagna.

Nelle tecnologie marine vengono utilizzati principalmente due tipi di sorgenti acustiche: sorgenti risonanti e sorgenti impulsive.

Le sorgenti risonanti sono sorgenti piezoelettriche che sfruttano la capacità di alcuni cristalli di variare il proprio volume (contrazione e dilatazione) se sottoposti ad un campo elettrico alternato (effetto piezoelettrico converso). Tali variazioni di volume producono onde acustiche sinusoidali con frequenza definita in funzione del tipo di cristallo utilizzato.

Questa tipologia è caratterizzata da frequenze elevate, (5 – 100 KHz), di conseguenza il potere di penetrazione nel sedimento si limita ad alcune decine di metri. Le strumentazioni geofisiche che sfruttano questa tipologia di impulso comprendono il *Side Scan Sonar*, il *Multibeam*, il *Sub Bottom Profiler* ed il *Chirp*.

Le sorgenti impulsive sono invece caratterizzate da un improvviso e repentino rilascio di energia attraverso diversi sistemi in funzione della diversa tecnologia; acqua o aria compressa (*Watergun*, *Airgun*), scariche elettriche (*Sparker*), o dispositivi elettromeccanici (*Uniboom*). Questa tipologia di sorgenti presenta il vantaggio di generare un impulso di elevata ampiezza e di polarità conosciuta, con la conseguenza di contro di non fornire una forma nota del segnale. La scelta della sorgente e delle frequenze ad essa associate è effettuata in relazione alla profondità dell'oggetto da investigare e del materiale presente nel sottofondo.

I dati acquisiti, per poter essere utilizzabili, devono essere riferiti ad un sistema di posizionamento; attualmente il maggiormente diffuso ed utilizzato è il NAVSTAR/GPS (NAVigation Satellite And Ranging / Global Positioning System). Gestito dal Dipartimento della Difesa Statunitense è in grado di fornire in qualsiasi condizione meteorologica ed in qualsiasi punto del globo le tre coordinate spaziali nel sistema di riferimento WGS84 (World Geodetic System 1984). Il sistema è costituito da tre segmenti principali.

Il segmento spaziale, costituito da 24 satelliti in orbita circolare intorno alla terra ad una quota di 20.200 km, caratterizzati da un periodo orbitale di 12 ore siderali. La costellazione di satelliti è strutturata in modo tale da garantire la copertura di almeno quattro unità in qualsiasi posto ed ora, a partire da un'elevazione di 15° sull'orizzonte, con la precisione del dato che aumenta in funzione del maggior numero di satelliti disponibili.

Il segmento di controllo è costituito dall'insieme delle stazioni a terra che gestisce il sistema.

Il segmento di utilizzo è costituito dall'apparato ricevente a disposizione dell'utente sia civile che militare.

Allo scopo di migliorare la precisione del posizionamento si impiegano sistemi differenziali DGPS, i quali forniscono le correzioni sul segnale calcolato rispetto alle posizioni delle stazioni fisse a terra. Queste correzioni possono essere applicate in fase di *post-processing* oppure in tempo reale con la tecnologia RTK (*Real Time Kinematic*). Le correzioni fornite dai sistemi differenziali (DGPS) rimuovono errori di diversa natura e

permettono di restituire, in seguito alla trasmissione su diverse bande di frequenza, dati con un'accuratezza decimetrica, mentre il metodo RTK restituisce dati con un'accuratezza centimetrica.

5.2.1 Acquisizione dati multibeam

Lo strumento più diffuso utilizzato per la ricostruzione di batimetrie ad alta risoluzione è il sistema *Multibeam*. Il sistema è strutturato in una complessa architettura, costituita da trasduttori per l'emissione e la ricezione degli impulsi acustici, un sistema di controllo per la gestione dei dati, un sistema di posizionamento dinamico GPS RTK per il corretto posizionamento dei *soundings* in un sistema di riferimento noto, una girobussola per l'orientamento del sistema nel tempo (*yaw o heading*), un sensore inerziale MRU (*Reference Motion Unit*) utilizzato per definire i parametri di assetto dell'imbarcazione secondo le tre componenti spaziali (*roll, pitch, heave*), una sonda multiparametrica SVP calata nella colonna d'acqua allo scopo di calcolarne il valore della velocità di trasmissione dell'onda acustica. La conversione dei tempi in profondità del segnale è corretta in funzione dei dati rilevati dalla sonda SVP.

Il principio di funzionamento dell'ecoscandaglio multibeam si basa sull'emissione di un fascio di onde acustiche (*swath*) ad alta frequenza, da decine a centinaia di KHz, seguendo un angolo compreso tra 50° e 120° nella direzione perpendicolare alla rotta, e tra 0,5° ed 1,5° nella direzione parallela (Figura 26).

La risoluzione orizzontale dello strumento è funzione della profondità dell'area investigata, ma varia anche lungo la stessa traccia trasversale con valori decrescenti dalla verticale del battello alle porzioni più esterne della spazzata. Anche la risoluzione verticale è funzione della profondità dell'area indagata, ma viene condizionata sensibilmente da altri parametri quali il metodo di calibrazione dei dati, la qualità del segnale GPS, e dai valori di escursione di marea.

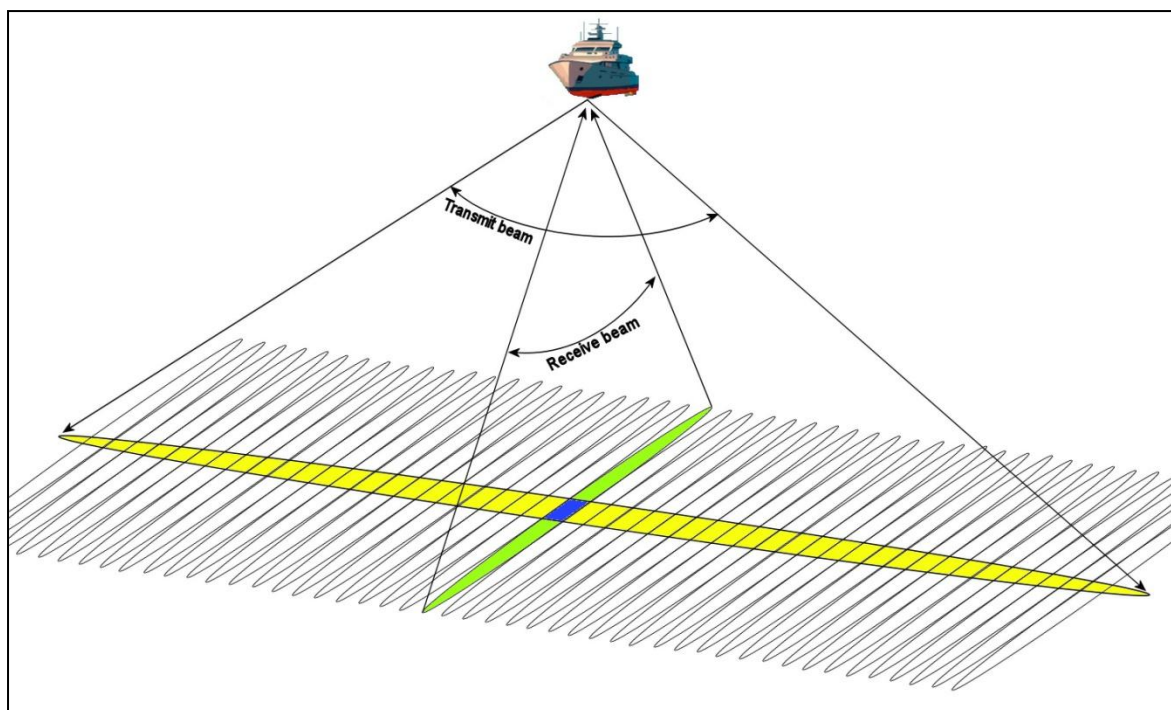


Figura 26 – Esempio di swath di un multibeam. Evidenziata in giallo l'area indagata trasversalmente alla rotta. In verde è evidenziata la ricezione del singolo “beam”, allungata nel senso della rotta. La profondità media è calcolata all'intersezione delle due aree (indicata in azzurro). Tratto da <http://www.amloceanographic.com>

In funzione delle caratteristiche e delle diverse tipologie di fondale da indagare sono state prodotte diverse apparecchiature multibeam, ognuna con diverse specifiche tecniche e differenti intervalli di frequenza. La tabella seguente illustra alcune tra le diverse tipologie di strumentazione disponibili in commercio:

Tabella 2 – Caratteristiche tecniche di alcuni dei diversi modelli di multibeam in commercio.

Modello	Frequenza (KHz)	Range Depth (m)	Copertura swath	N° Beam	Footprint (m)
8125	455	0 – 120	120°	240	0,9 m a 50 m
8101	240	1 – 340	150°	101	2,6 m a 100 m
8124	200	1 – 300	120°	81	3 m a 100 m
8111	100	5 – 1000	150°	101	13 m a 500 m
8160	50	100 - 3000	4 X	126	52m a 2000 m

5.2.2 Processing dei dati multibeam

La fase di post-processing dei dati acquisiti in formato *.pds*, effettuata mediante il software PDS2000, è consistita nell'eliminazione degli errori di posizionamento e degli artefatti dovuti ad interferenze e malfunzionamenti dei sistemi di acquisizione. Tali elaborazioni sono state applicate sia su ogni singolo errore, sia attraverso l'applicazione di adeguati filtri statistici/geometrici previsti nelle funzionalità di *editing* del software utilizzato.

Queste operazioni si sono rivelate molto onerose in termini di tempo, si è stimato che è stato impiegato circa quattro – cinque volte il tempo di acquisizione dei dati.

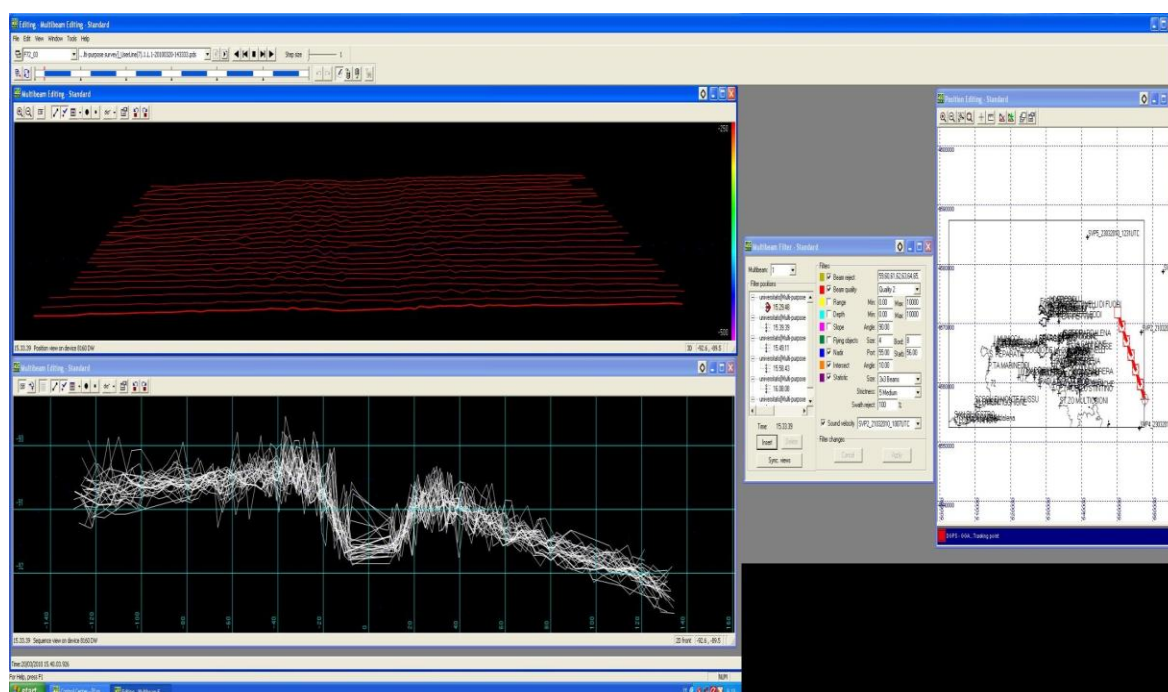


Figura 27 – Screenshot del software di post processing PDS2000 utilizzato nella fase di applicazione dei filtri e dell'editing manuale dei dati.

Tutte le singole strisciate così elaborate sono state integrate all'interno di un singolo mosaico, sottoposto ad una verifica finale di qualità dei dati, che vengono successivamente interpolati con l'ausilio di specifici algoritmi in una maglia regolare di punti (*grid*), la cui inter-distanza deriva dalla distribuzione e dalla densità spaziale dei punti, generalmente decrescendo con l'aumento della profondità. I *grid* rappresentano la base di partenza di elaborazione definitiva dei dati, sia in un'analisi bidimensionale che tridimensionale, e sono stati visualizzati sotto forma di rilievi ombreggiati, curve batimetriche e superfici tridimensionali tramite l'utilizzo di specifici softwares, come ad esempio Surfer e Global Mapper.

5.2.3 Acquisizione dati SBP (Sub Bottom Profiler)

Contestualmente al rilevamento dei dati morfobatimetrici è stata acquisita una grossa mole di dati sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione mediante sistema GeoChirp II HM della GeoAcoustic, che sono stati utilizzati di supporto per l'interpretazione geologica dell'area oggetto di studio.

I dati Sub Bottom Profiler sono acquisiti in formato *.TRA* e *.PAR* mediante il software Delph Seismic Plus della Triton Elips interfacciato con il software di navigazione PDS2000.

Il Chirp è costituito da una sorgente acustica risonante e da un ricevitore allocati in un unico dispositivo fissato in maniera solidale alla chiglia della nave ad alcuni metri di profondità. Lo strumento utilizza frequenze comprese tra 0,5 e 12,5 KHz; la frequenza dell'impulso acustico si può aumentare o diminuire in funzione dello spessore del battente d'acqua (ad esempio 10 ms per profondità di circa 50 m per arrivare ad intervalli di 50 ms alla profondità di 3000 m). Il rapporto segnale / rumore si ottimizza aumentando la durata e la cadenza dell'impulso. È uno strumento che permette di indagare le successioni sedimentarie più superficiali ad alta risoluzione (si possono individuare elementi fino a 12 cm), con una penetrazione massima di circa 50 m.

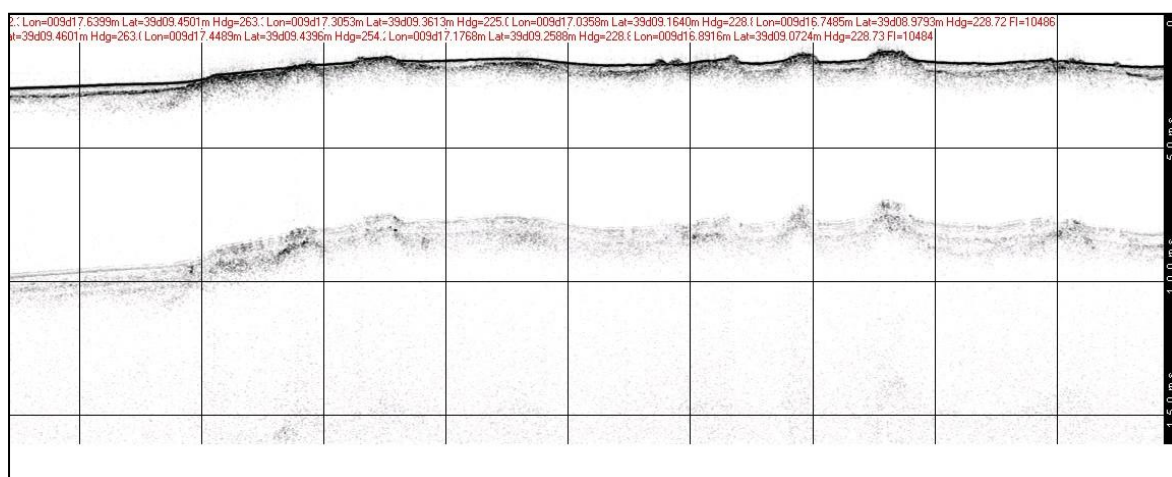


Figura 28 – Registrazione digitale subbottom del settore settentrionale del Golfo di Cagliari. In evidenza un leggero drappeggio di sedimentazione attuale su un corpo deposizionale relitto in facies di Beachrock.

5.3 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA “CANALE DI SARDEGNA 2009”

5.3.1 Strumentazione utilizzata

I dati relativi al Foglio 60 “Cagliari”, sono stati acquisiti durante un’unica campagna oceanografica, effettuata con la N/O Universitatis a luglio 2009. Durante la campagna oceanografica sono stati acquisiti:

- dati morfobatimetrici mediante il multibeam modello SeaBat 8160 (50 kHz);
- dati sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione mediante sorgente GeoChirp II HM della GeoAcustic.

5.3.2 Rilievo morfobatimetrico

I rilievi batimetrici hanno interessato il 49,6% della superficie complessiva del foglio 60 sino alla profondità massima di 1130 metri per un totale di 955.3 km². Il 41,8% (399 km²) dei rilievi eseguiti ha interessato la piattaforma continentale esterna sino al ciglio posto alla profondità variabile dai -80 metri in corrispondenza delle testate dei canyon in arretramento, fino a profondità di -160 metri, mentre il restante 57,2% (556,3 km²) ha interessato il settore di scarpata continentale superiore.

L’acquisizione dei dati, condotta con condizioni meteo-marine sufficientemente favorevoli, ha seguito e attuato le procedure previste nel protocollo di acquisizione dei dati ecometrici multi fascio: sono state eseguite opportune linee di calibrazione sia all’inizio che a fine campagna.

Ogni 24 ore, e con maggior frequenza in corrispondenza di punti critici (alto morfologico di Banghittu), sono stati eseguiti i profili di velocità del suono nella colonna d’acqua.

La pianificazione delle rotte è stata effettuata in maniera da ottenere una sovrapposizione minima delle spazzate compresa tra il 10 ed il 25%, ed il sistema di posizionamento DGPS è stato interfacciato con il software di navigazione (PDS2000).

Sulla base delle elaborazioni dei dati morfobatimetrici è stato restituito un DTM (Figura 29) con griglia pari a 10 metri per i fondali di piattaforma esterna e di scarpata superiore sino alla profondità massima raggiunta, elaborato esente da *gaps* dovuti ad una inadeguata sovrapposizione tra le diverse linee e da errori dovuti a carenze nella calibrazione dei sistemi di acquisizione.

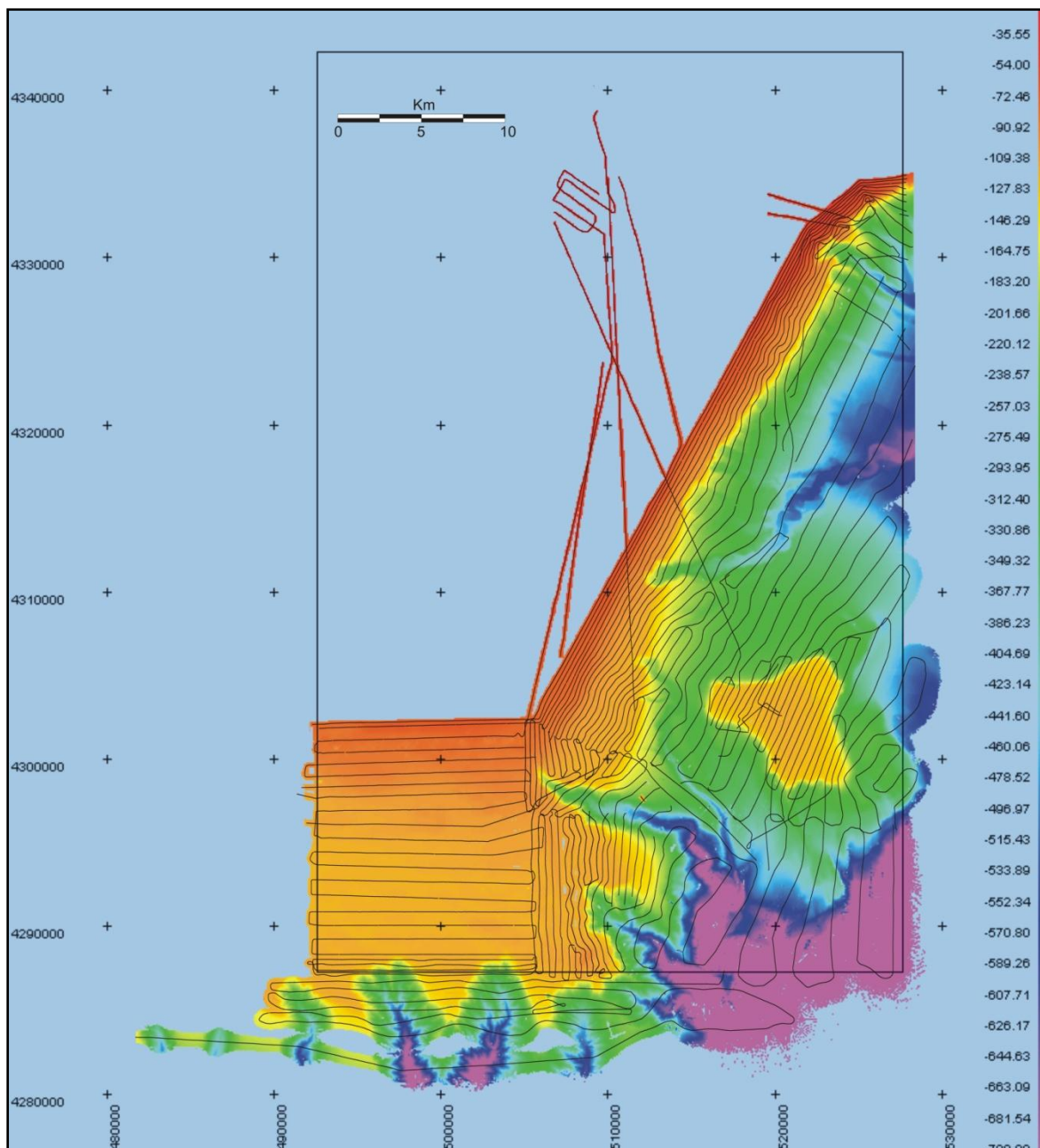


Figura 29 - Foglio 60 “Cagliari” - DTM di acquisizione e piano delle rotte reali.

Nel complesso i dati morfobatimetrici acquisiti nell’area sono caratterizzati da buona qualità, idonea alla definizione dei principali elementi morfobatimetrici presenti, con particolare riferimento alla caratterizzazione dei processi di instabilità gravitativa.

5.4 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA “SARDEGNA 2010”

5.4.1 Strumentazione utilizzata

I dati relativi al Foglio 59 “Carbonara”, sono stati acquisiti in due distinte campagne oceanografiche, effettuate con la N/O Universitatis a luglio 2009 e a marzo-aprile 2010. Durante le campagne oceanografiche sono stati acquisiti:

- dati morfobatimetrici mediante il multibeam modello SeaBat 8160 (50 kHz);
- dati sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione mediante sorgente GeoChirp II HM della GeoAcustic.

5.4.2 Rilievo morfobatimetrico

I dati batimetrici relativi al Foglio 59 “Carbonara” sono stati acquisiti in due distinte campagne oceanografiche, effettuate con i medesimi sistemi di acquisizione.

La prima campagna oceanografica è stata effettuata tra il 2 luglio ed il 1 agosto 2009, attraverso la N/O Universitatis ed ha avuto come obiettivo l’acquisizione dei dati batimetrici su una superficie complessiva di 663 km², nel settore occidentale del Foglio, su un intervallo di profondità compreso tra -55 e -1080 m, e parte della scarpata superiore orientale a profondità comprese tra -55 e . 1000 metri.

La seconda campagna, eseguita tra il 19 marzo ed il 20 aprile 2010, ha previsto il rilevamento della scarpata inferiore del settore orientale del foglio a profondità comprese tra -1000 e - 1450 m e della parte settentrionale del Seamount Ichnusa sino alla profondità di -150 m; durante l’ultima campagna oceanografica è stata rilevata una superficie pari a circa 907 km².

I rilievi batimetrici hanno interessato circa l’85% della superficie complessiva del Foglio per un totale di 1780 km²; solo il 4% circa (75 km²) dei rilievi eseguiti ha interessato la piattaforma continentale esterna sino al ciglio, posto alla profondità di circa -120 metri, mentre il restante 96% (1705 km²) ha interessato il settore di scarpata continentale superiore.

L’acquisizione dei dati, condotta con condizioni meteo-marine sufficientemente favorevoli, ha seguito e attuato le procedure previste nel protocollo di acquisizione dei dati ecometrici multi fascio: sono state eseguite opportune linee di calibrazione sia all’inizio che a fine campagna; ogni 24 ore e con maggior frequenza in corrispondenza di punti critici

(Seamount Ichnusa e testate dei canyon), sono stati eseguiti i profili di velocità del suono nella colonna d'acqua; pianificazione delle rotte in maniera da ottenere una sovrapposizione minima delle spazzate compresa tra il 10 ed il 25%; sistema di posizionamento DGPS interfacciato con il software di navigazione (PDS2000).

La fase di post-processing dei dati acquisiti in formato *.all*, *.psd*, *.xtf*, effettuata mediante il software CARIS, è consistita nell'eliminazione degli errori di posizionamento e degli artefatti dovuti ad interferenze e malfunzionamenti dei sistemi di acquisizione. Tali elaborazioni sono state applicate sia su ogni singolo errore, sia attraverso l'applicazione di adeguati filtri previsti nelle funzionalità di editing del software utilizzato.

Sulla base delle elaborazioni dei dati morfobatimetrici sono stati restituiti i seguenti DTM:

- grid con risoluzione di cella pari a 5 m per i fondali compresi tra -55 e -150 m;
- grid con risoluzione di cella pari a 7 m per i fondali compresi tra -130 e -400 m;
- grid con risoluzione di cella pari a 10 m per i fondali compresi tra -300 e 400 m;
- grid con risoluzione di cella pari a 15 metri per i fondali compresi tra -900 e -1650.

I DTM sono esenti da gaps dovuti ad inadeguata sovrapposizione tra le diverse linee e da errori dovuti a carenze nella calibrazione dei sistemi di acquisizione.

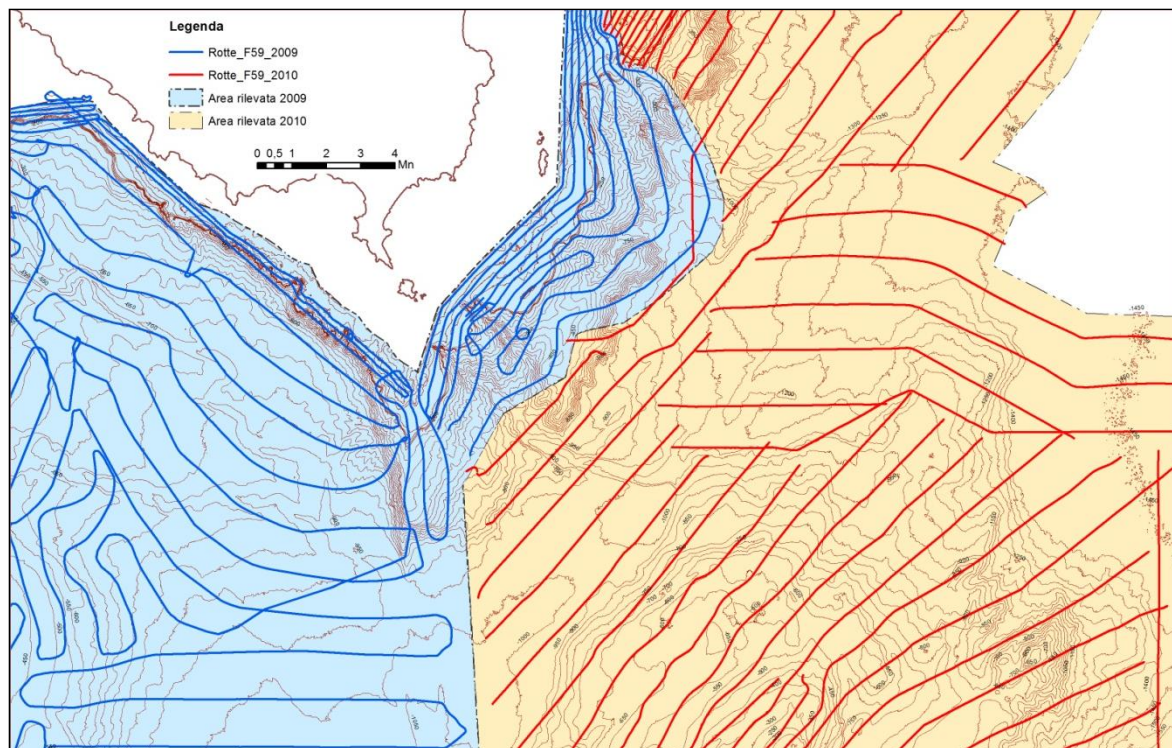


Figura 30 - Foglio 59 "Carbonara" – Aree rilevate durante le campagne oceanografiche 2009 e 2010.

Nel complesso i dati morfobatimetrici acquisiti nel foglio 59 sino alla profondità di -1450 metri sono caratterizzati da buona qualità, idonea alla definizione dei principali elementi morfobatimetrici dell'area con particolare riferimento alla caratterizzazione dei processi di instabilità gravitativa.

Capitolo 6 – IL SISTEMA PIATTAFORMA CONTINENTALE - SCARPATA DEL GOLFO DI CAGLIARI: I CANYON

6.1 ANALISI QUANTITATIVA DEL SISTEMA DI CANYON DEL GOLFO DI CAGLIARI

6.1.1 Introduzione alle analisi quantitative dei sistemi di canyon/canale sottomarini

I sistemi di canyon, in una visione generale, possono essere assimilati per morfologia ed aspetti evolutivi ai sistemi fluviali presenti in ambiente di terra emersa; nelle analisi morfometriche e quantitative che verranno di seguito proposte si è fatto riferimento agli studi proposti sui sistemi fluviali da diversi autori (Leopold & Wolman, 1957; Schumm, 1981). Le analisi comprendono lo studio del profilo longitudinale del Thalweg e dei fianchi, la loro altezza rispetto al fondo del canale, il gradiente del fondo canale espresso in variazione percentuale di pendenza, la presenza di depositi intracanal.

Uniformando lo studio ai modelli proposti da diversi autori è possibile formulare determinate considerazioni sulla ricostruzione architettonica dei diversi sistemi di canyon e canali sottomarini, correlarla con altri casi studiati in aree diverse, ed in seguito comprendere meglio la loro formazione ed evoluzione (Estrada et al., 2005). In particolare questa metodologia permette di correlare sistemi appartenenti a contesti geodinamici differenti, in maniera tale da individuare le differenze e le analogie (Covault et al., 2011).

Le analisi morfometriche relative ai sistemi di canyon e canali sono inoltre utilizzabili nello studio di modelli numerici sperimentali (Schumm, 1981; Imran et al., 1999; Mulder & Alexander 2001), utili alla comprensione delle dinamiche di formazione ed evoluzione rispetto alla presenza di fenomeni di correnti di torbida che influenzano processi deposizionali ed erosivi.

Lo studio dei sistemi di canyon e canali compresi nel Golfo di Cagliari si propone di contribuire alla comprensione delle relazioni che intercorrono tra la geometria dei singoli sistemi e le dinamiche sedimentarie e strutturali dell'area di studio.

Alcuni sistemi compresi all'interno dell'area di studio sono stati correlati con studi precedentemente effettuati da diversi autori sui sistemi di canyon presenti nel settore tirrenico ed extramediterranei, come ad esempio il sistema del Canyon di Monterey (Morelli, 2011), che incide il margine continentale della California centrale. Nonostante il contesto geologico, fisiografico e geodinamico appartenga ad un modello molto lontano, è

stato possibile effettuare correlazioni relative alle evidenze morfologiche tra il margine continentale meridionale sardo ed il margine californiano.

6.1.2 Morfologia generale dei sistemi di canyon e canali all'interno del Golfo di Cagliari

Il Golfo di Cagliari, limitato ad Ovest da Capo Spartivento e ad Est da Capo Carbonara, ospita tre sistemi principali di canyon: il sistema Sant'Elia – Foxi, il Sarroch Canyon ed il Pula Canyon (Lecca et al. 1998). Nel settore settentrionale presentano morfologia di tipo meandriforme, con fianchi terrazzati e canyon sovraescavati, associabile alle tipologie presenti nei margini passivi. Il settore meridionale è invece caratterizzato dalla presenza di canyon molto più incisi e privi di terrazzi, indice di un trasporto sedimentario molto più marcato.

Il più settentrionale è identificato come Sant'Elia – Foxi Canyon (Figura 31), è rappresentato da una serie di testate che si impostano nel settore di alta scarpata. La morfologia delle testate è del tipo “a cavolfiore” e incide il bordo della Piattaforma Continentale fino ad una profondità di -65 m con dinamiche di erosione retrogressiva.

I canali tributari che si diramano dalle testate confluiscono dopo circa 8 km, e ad una profondità prossima ai -600 metri, in un unico canale con geometria fortemente condizionata dall'assetto tettonico – strutturale del margine. Il canyon si sviluppa con direzione NO – SE per circa 30 km, parallelamente al più importante lineamento tettonico dell'area studiata, il bordo orientale del sistema horst – graben del Campidano. La sua parte terminale corrisponde alla congiunzione con il Sarroch Canyon alla profondità di -920 m. Allo scopo di semplificarne l'identificazione, i rami tributari del Sant'Elia – Foxi Canyon verranno di seguito identificati da Nord verso Sud come Canyon 0, Canyon 1, Canyon 2 e Canyon 3.

Spostandosi 2,5 km più a Sud, nell'area di scarpata superiore, è stato rilevato un canale minore che risulta parzialmente fossilizzato dalla sedimentazione attuale, e che non arriva ad incidere il bordo della Piattaforma Continentale, attestandosi ad una distanza di circa 1 km da essa. Questo canale si sviluppa parallelamente ai tributari del Sant'Elia – Foxi Canyon per circa 9,5 km e confluisce in un canale maggiore appartenente al medesimo sistema, il quale presenta le medesime condizioni di attenuazione morfologica da parte di

un leggero drappeggio di sedimentazione attuale. Questo canale verrà di seguito identificato come Canyon 4.

Il Sarroch Canyon è caratterizzato da una sola testata che incide la Piattaforma per circa 1,8 km; il suo sviluppo è suddivisibile in tre settori aventi orientazione e caratteristiche morfologiche differenti. Il primo settore si sviluppa per circa 7 km con angolo di direzione 80° Nord attestandosi ad una profondità massima di -450 m, presenta notevoli quantità di deposito intracanalare con morfologia prevalentemente gibbosa. Il secondo settore si colloca tra la profondità di -450 m e -700 m, con uno sviluppo di 9,5 km e direzione media circa N 45°. Questo tratto del canyon ospita diversi ordini di terrazzi deposizionali e presenta la maggiore estensione in larghezza, pari a circa 3 km. Il fianco sinistro di questa porzione di canyon opera un importante processo di scalzamento alla base per erosione di meandro al piede dei depositi gravitativi presenti nel settore della scarpata superiore, caratterizzata da importanti fenomeni di instabilità, sia localizzati che diffusi, che verranno descritti nel dettaglio nei capitoli successivi. Il tratto finale si sviluppa per 14,5 km con orientamento 105°N, fino alla profondità di chiusura di -920 m, dove confluisce con il Sant'Elia – Foxi Canyon e prosegue fino alla piana batiale con il nome di Carbonara Canyon; da questo punto in poi si osserva una diminuzione del gradiente ed un progressivo aumento della larghezza del Canyon. In prossimità del passaggio tra la scarpata superiore ed il bacino il Canyon si orienta in direzione circa N – S, allineandosi alla base dell'alto strutturale rappresentato dal Seamount Ichnusa. Il Sarroch Canyon verrà identificato successivamente come Canyon 5.

Il Pula Canyon rappresenta il sistema più meridionale tra quelli presenti nell'area di studio; è costituito da tre testate principali che incidono il bordo della Piattaforma Continentale fino a 6,5 km, interrompendosi alla profondità di -100 m ad una distanza di 14 km dalla costa. A differenza dei sistemi settentrionali in questo settore è completamente assente il deposito intracanalare, all'interno dei canyon si sviluppa una fitta rete di incisioni canalizzate caratterizzate da un profilo trasversale con fondo a “V”.

Il canale più settentrionale è orientato circa Nord – Sud, e si sviluppa dal ciglio della Piattaforma per 15 km, fiancheggiando il margine occidentale dell'alto morfologico costituito dal lembo di Piattaforma Continentale residuale di “Su Banghittu”. Alla profondità di circa -600 m termina il suo corso immettendosi all'interno del canale

centrale dello stesso sistema; rappresenta il settore caratterizzato attualmente da minore attività all'interno del sistema del Pula Canyon. Questo canale verrà di seguito identificato con il nome di Canyon 6.

Il canale centrale è suddivisibile in due settori caratterizzati da caratteristiche omogenee;

- il primo settore, con orientazione N 110° si spinge oltre il bordo della piattaforma per 5,5 km, ha uno sviluppo totale di 10 km con andamento quasi rettilineo per una larghezza massima di 2,5 km.
- il secondo settore risulta molto più articolato, con una sinuosità più marcata, risultato dell'influenza esercitata dall'assetto tettonico – strutturale dell'area; la sezione di chiusura ricade all'esterno dell'area indagata.

Il canale più meridionale è rappresentato solo parzialmente nell'area oggetto di indagine, presenta caratteristiche simili al canale centrale. Si rileva per uno sviluppo totale di circa 8 km ed incide la Piattaforma Continentale fino alla profondità di -120 m ad una distanza di 22 km dalla costa. Al suo interno è presente una fitta rete di canalizzazioni minori che fungono da collettore per i sedimenti dalle sponde verso il thalweg del canyon, il quale si presenta completamente privo di strutture sedimentarie al suo interno, indice di un'importante attività erosiva.

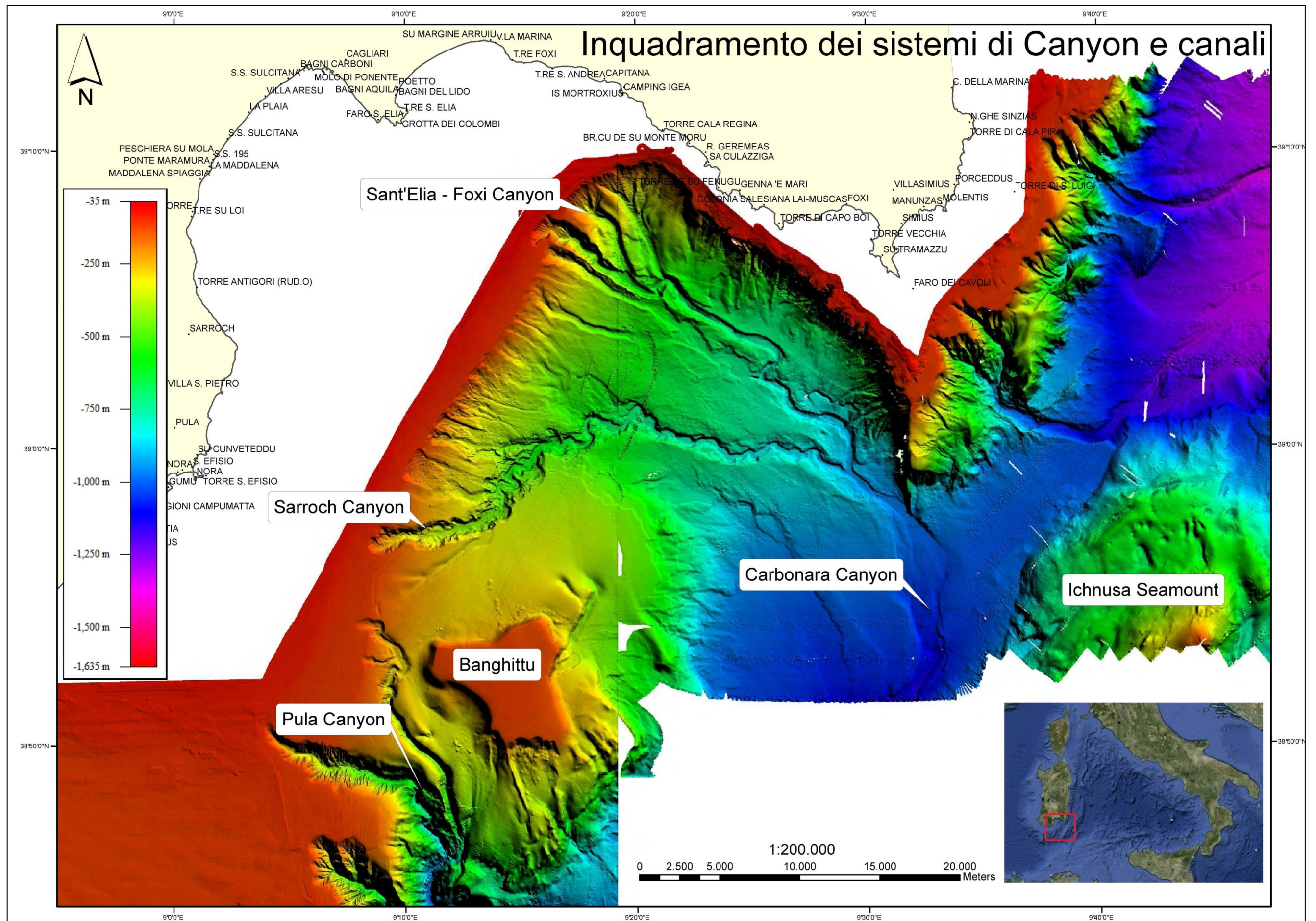
Nei paragrafi successivi verranno descritte nel dettaglio le caratteristiche proprie di ogni sistema di canyon, in particolare sono stati studiati gli alvei dei principali canyon e canali, ed analizzate sotto il profilo morfometrico le due diverse tipologie rilevate.

Per ogni canyon e canale sono stati prodotti i profili longitudinali del thalweg e dei fianchi; Dallo studio di questi profili sono stati identificati diversi elementi, quali Knickpoint, l'esatta intersezione con i TDS (Terrazzi Deposizionali Sommersi) e le scarpate ed infine l'immissione di canali tributari. I parametri utilizzati nello studio sono stati misurati ogni 1000 metri lungo il thalweg dei canyon attraverso una serie di sezioni perpendicolari ad esso. Nel dettaglio si sono misurati:

- il gradiente del thalweg,
- la larghezza delle sponde più esterne,
- l'ampiezza del fondo, l'altezza dei fianchi,
- la variazione della geometria della sezione trasversale lungo il corso dei canyon.

Lo scopo principale di questo studio è stato quello di comprendere i meccanismi di formazione e di evoluzione nel tempo dei canyon rilevati all'interno dell'area oggetto di studio. Il confronto di tali parametri con i modelli numerici sperimentali permette di migliorare la conoscenza dei processi che sono alla base della formazione dei canyon sottomarini tra i quali le caratteristiche delle correnti di torbida (velocità, spessore e tipo di sedimento), la loro evoluzione lungo i sistemi ed il controllo nella formazione di lineamenti erosivi e deposizionali.

Questo tipo di studio ha inoltre permesso di suddividere i sistemi di canyon in settori omogenei, di ognuno dei quali è stata prodotta una cartografia geomorfologica di dettaglio.



6.2 ANALISI QUANTITATIVA DEL SANT'ELIA - FOXI CANYON

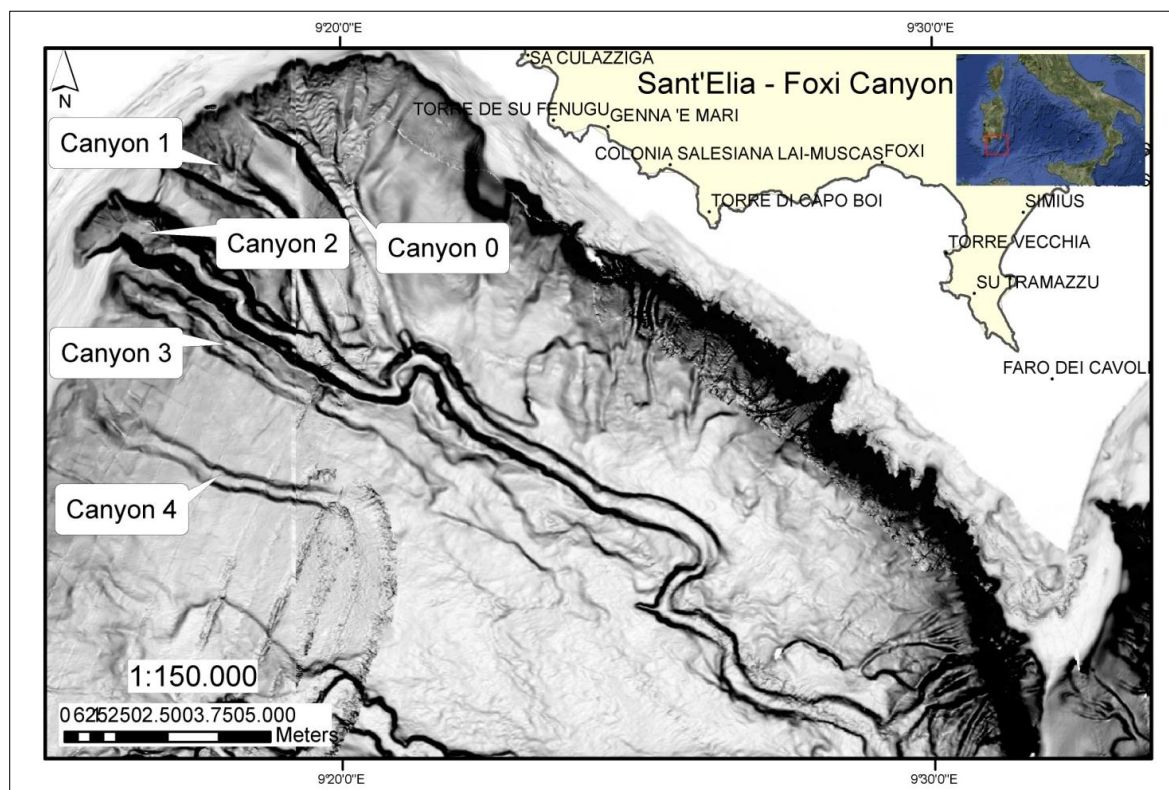


Figura 31 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) dello sviluppo del sistema di Canyon Sant'Elia – Foxi e dei suoi tributari all'interno dell'area indagata.

Il Sant'Elia – Foxi rappresenta il sistema di canyon più settentrionale all'interno dell'area oggetto di studio. È costituito da cinque diversi canali, che verranno successivamente analizzati singolarmente sotto il profilo morfometrico, geodinamico e geomorfologico, identificati procedendo da NE a SW come *Canyon 0*, *Canyon 1*, *Canyon 2*, *Canyon 3* e *Canyon 4* (Figura 31 e Figura 33).

Si colloca in corrispondenza del prolungamento a mare del margine orientale della struttura geologicamente più significativa della Sardegna meridionale, il graben del Campidano. Proprio questa struttura ha influenzato l'evoluzione di questo settore di scarpata superiore; i diversi canali compresi all'interno del Sant'Elia – Foxi Canyon si sviluppano parallelamente all'importante lineamento strutturale che corre alla base dell'horst del Sarrabus, fino alla profondità di circa -910 m dove si unisce al Sarroch Canyon e prende il nome di Carbonara Canyon. Il corso di questo settore si allinea alla base di un altro importante elemento rilevato nell'area oggetto di studio, il Seamount Ichnusa.

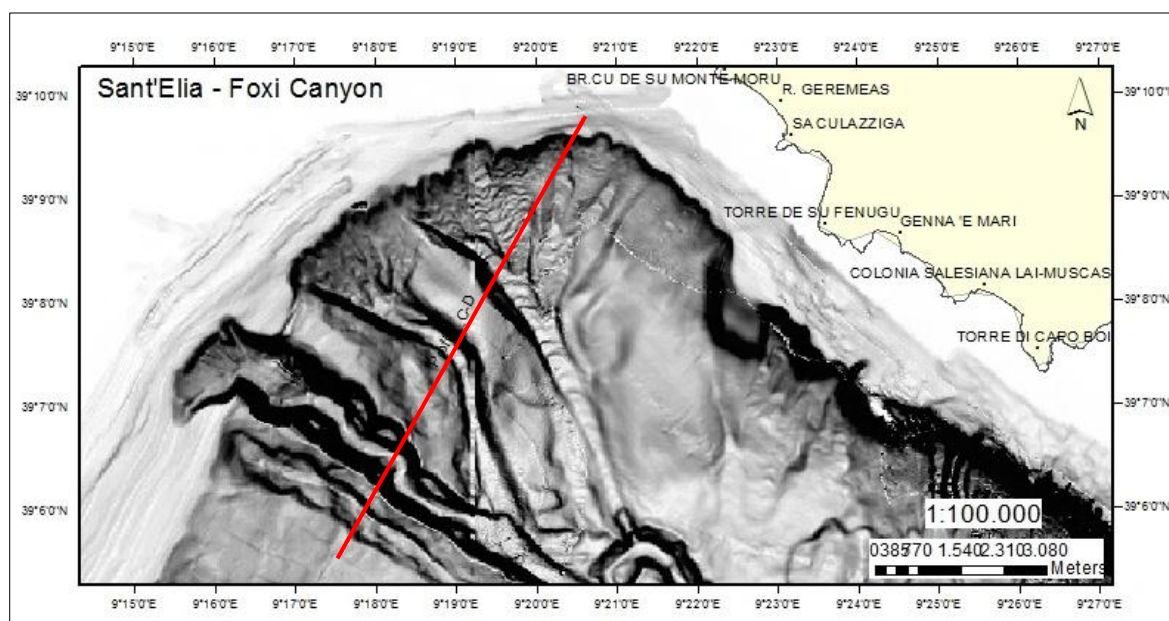


Figura 32 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). In rosso è indicata la rotta del profilo sparker 1 kJ “C – D”, acquisita durante la campagna 12_5/MCS/88 che interseca le testate del sistema di Canyon Sant'Elia – Foxi ed i suoi tributari.

In tutto il Golfo di Cagliari è il canyon caratterizzato da testate che si avvicinano maggiormente alla linea di riva, si trova ad una distanza di circa 2 km dalla costa ed a 10 km dalla città di Cagliari, in condizioni di erosione retrogressiva.

Il canyon 2 è quello che rappresenta attualmente le maggiori evidenze di attività, con la testata che si indenta nella Piattaforma Continentale per circa 1500 m; tutti gli altri canali risultano tributari di esso.

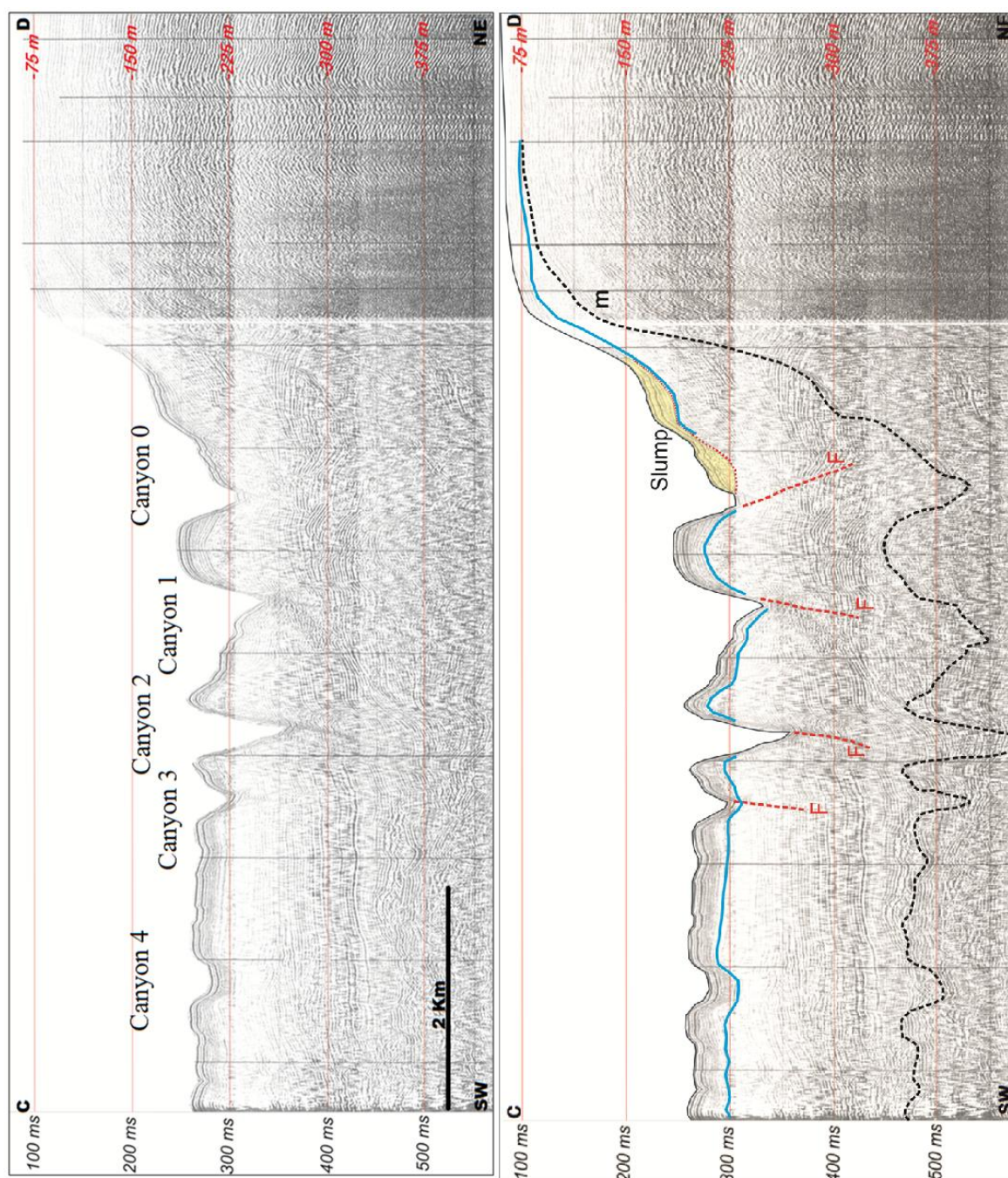


Figura 33 – Profilo Sparker 1 kJ della Scarpata Continentale del Golfo di Cagliari. campagna 12_5/MCS/88. Sezione sismica C – D ed interpretazione. Si osserva una serie di faglie orientate circa NO-SE che influenzano l'andamento dei canyon. In giallo è evidenziato un deposito di frana.

L'analisi del profilo sismico illustrato in Figura 33 evidenzia l'influenza della tettonica recente nello sviluppo e nell'evoluzione del Sant'Elia – Foxi Canyon. È presente una famiglia di faglie normali, orientate circa NO – SE, che dislocano gli orizzonti della successione sedimentaria plio-pleistocenica, giustificate dalla tettonica pliocenica distensiva. Si tratta di strutture da mettere in relazione con l'assetto geodinamico del

settore settentrionale del golfo di Cagliari (margine settentrionale del Campidano, Horst del Sarrabus). Su questi lineamenti tettonici si impostano i diversi canyon e canali.

Procedendo da NE verso SW nella sezione sismica si osserva il bordo della Piattaforma Continentale, un importante deposito di frana (evidenziato in giallo) compreso all'interno del Canyon 0, un sistema horst – graben che separa il Canyon 1, e le diverse valli relative rispettivamente ai canyon 2,3 e 4, impostate in corrispondenza delle faglie (Figura 34).

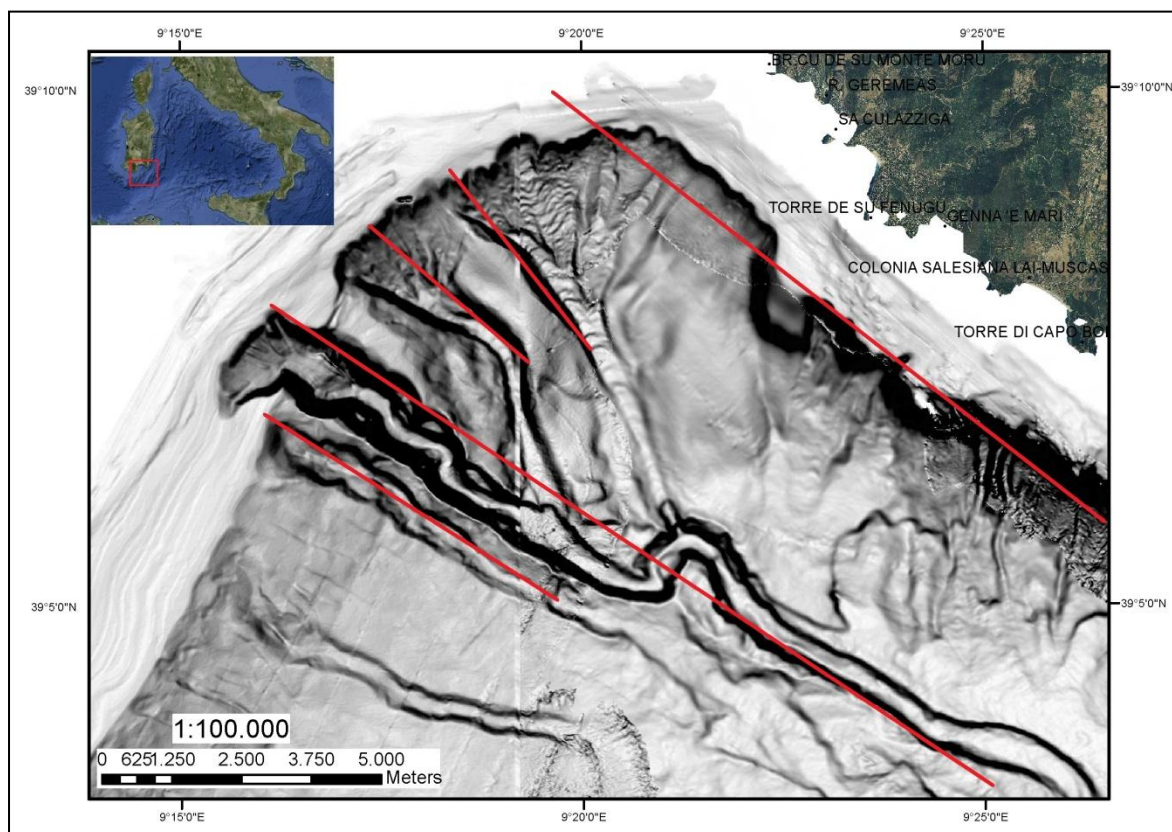


Figura 34 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) della testata del Sant'Elia – Foxi Canyon. In rosso sono rappresentate le principali faglie sulle quali si impostano i canali.

Lo studio dei parametri morfometrici propri di ciascun sistema comprende:

- il profilo longitudinale dei fianchi e del thalweg di ogni canale, dal quale vengono calcolati profondità e gradiente;
- diversi profili trasversali rappresentanti le zone più significative dai quali vengono estrapolate informazioni sull'altezza di fianchi, larghezza del fondo e della sommità, e della geometria in generale dei canyon;

I parametri di studio sono stati analizzati nelle aree ritenute maggiormente significative allo scopo di rappresentare le variazioni degli stessi lungo il corso dei canyon, fatta eccezione per il calcolo del gradiente misurato con avanzamento di 1 km.

Le altezze dei fianchi e delle diverse evidenze morfologiche sono misurate in relazione al fondo del Canyon / Canale, ossia come differenza tra la quota del thalweg e quella dell'elemento considerato.

Canyon 0:

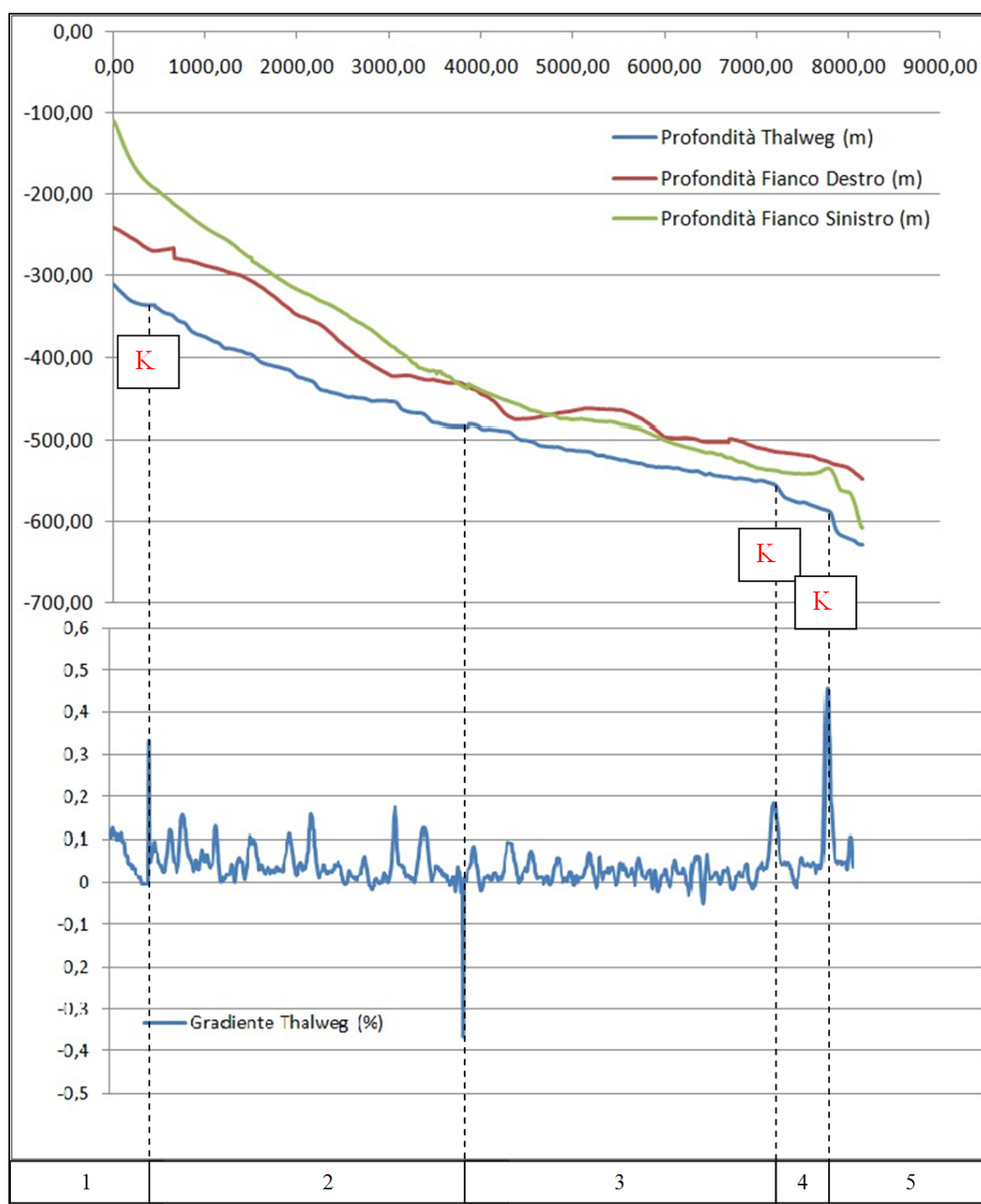


Figura 35 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 0 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 5 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i tre principali Knickpoint (K).

Il lineamento indicato come Canyon 0 rappresenta l'elemento più settentrionale dell'area di studio, ed è quasi interamente compreso all'interno dell'area del “foglio 59 Carbonara” nella suddivisione dei fogli proposta nel Progetto MaGIC. Il profilo longitudinale presenta un andamento poco articolato, caratterizzato da un graduale decremento della pendenza nel corso del suo sviluppo. Sono presenti tre Knickpoint, uno, seppur poco marcato, identificato in prossimità dell'area di testata, due in prossimità della sezione di chiusura che rappresentano la connessione con l'asta principale del Sant'Elia – Foxi Canyon. Sono state isolate cinque aree con omogenee caratteristiche di gradiente e geometria (Figura 35).

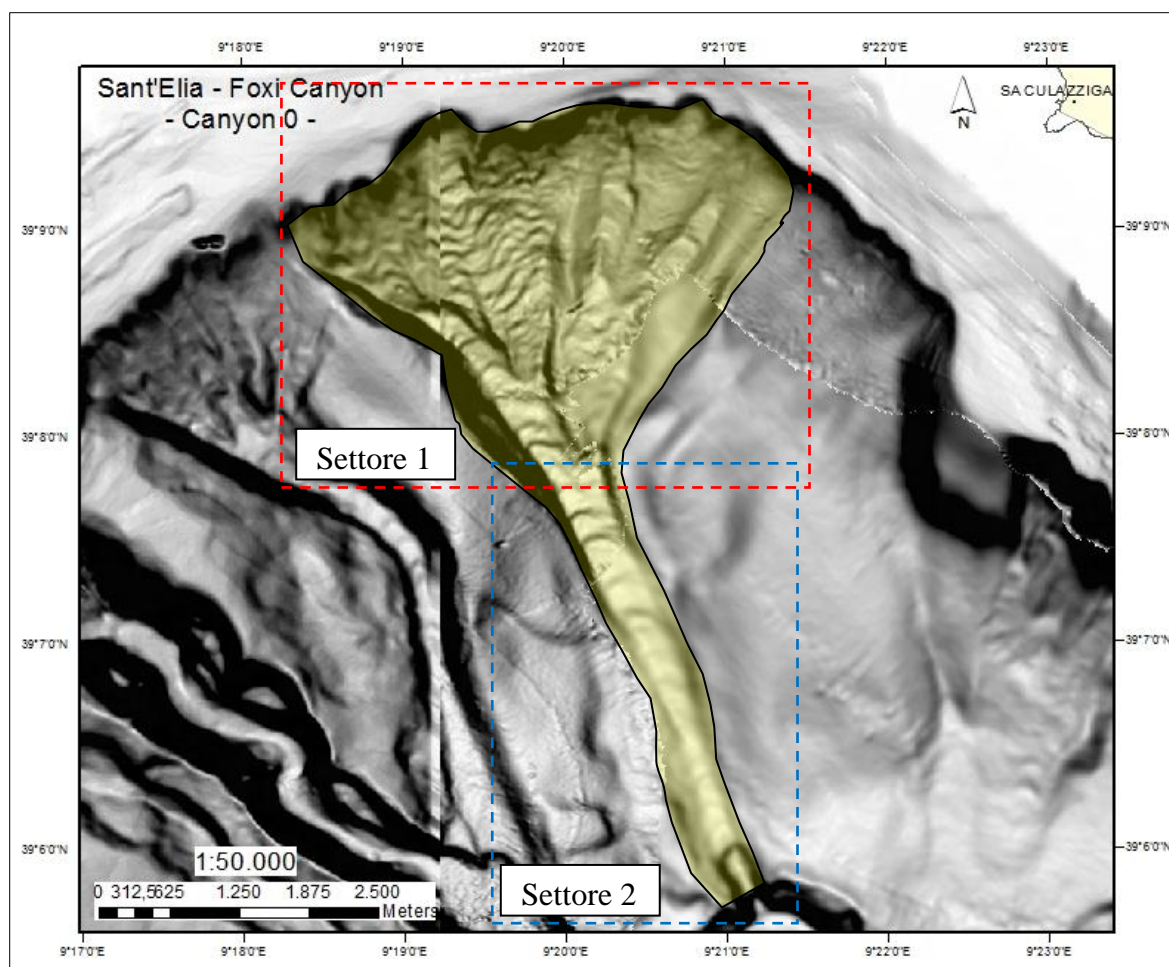


Figura 36 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). Sviluppo del Canyon 0. Sono stati isolati due settori che mostrano caratteristiche omogenee.

Il Canyon 0 si sviluppa nella scarpata superiore per circa 7,5 km e funge da collettore per i sedimenti provenienti dal bordo della Piattaforma Continentale verso l'asta principale del Sant'Elia – Foxi Canyon; risulta compreso tra la profondità minima di -75 m, e massima di -610 m.

Il profilo longitudinale del thalweg evidenzia una graduale diminuzione dei valori di pendenza, da una media di 8° nell'area di testata fino a valori inferiori al grado in prossimità del Knickpoint intermedio. La testata, del tipo a cavolfiore, è identificata dalle coordinate $39^\circ 9,60' \text{ N} - 9^\circ 20,17' \text{ E}$, ed è posizionata ad una distanza minima di circa 2 km dalle costa; racchiude un'area di circa 10 milioni di metri quadrati, con uno sviluppo massimo in lunghezza di 4000 m ed in larghezza di 4300m. Caratterizzata dalla presenza di piccoli canali a fondo concavo, al suo interno è stata rilevata una grossa frana, di area superiore ai 5 km^2 che verrà discussa in questa tesi nell'apposita sezione.

Quest'area presenta una rilevante componente di rischio, connesso alla sua tendenza retrogressiva ed alla presenza di un deposito di frana al suo interno del volume di circa 4,5 milioni di m^3 . L'evoluzione del sistema canyon ha portato ad un arretramento di circa 300 m del ciglio della piattaforma continentale. La possibilità che si possa verificare un fenomeno franoso di notevole entità all'interno del reticolo di canali che costituiscono l'unità morfostrutturale, potrebbe provocare l'incisione della piattaforma continentale sino a profondità molto basse e a distanze molto prossime alla linea di costa.

All'interno della testata è presente una fitta rete di canali, i quali generano un primo reticolo tributario al canale principale. La loro lunghezza media è di circa 3 km, raccordano profondità che variano dai -125 m a circa -470 m.

La testata del canyon presenta segni evidenti di incipiente instabilità come l'allineamento di piccole nicchie di distacco con morfologia "spigolosa" che indicano il recente avvenimento dei fenomeni gravitativi (Figura 32).

Nonostante il deposito in realtà indichi un fenomeno franoso già avvenuto, è lecito attendersi che le aree immediatamente circostanti si trovino in condizioni di stabilità simili alla porzione di fondale collassata. Allo stato attuale delle conoscenze non è tuttavia possibile quantificare i tempi di ricorrenza dei processi di instabilità gravitativa che interessano le coperture superficiali.

Allo scopo di semplificarne lo studio, il Canyon 0 è stato analizzato nel dettaglio dividendolo in due settori che raggruppano elementi morfobatimetrici con caratteristiche omogenee (vedi Figura 36).

Settore 1:

Nella parte superiore, occupata dalla testata del Canyon, e per uno sviluppo di circa 3,5 km (Settore 1, Figura 37), la parete occidentale risulta fortemente inclinata ($20^{\circ} - 26^{\circ}$) e segue un andamento quasi rettilineo, con orientazione circa Nord 140. Il margine orientale risulta meno marcato, caratterizzato dalla presenza di numerosi canali tributari con profilo ad U e pendenze molto minori rispetto al ciglio opposto ($5^{\circ} - 8^{\circ}$).

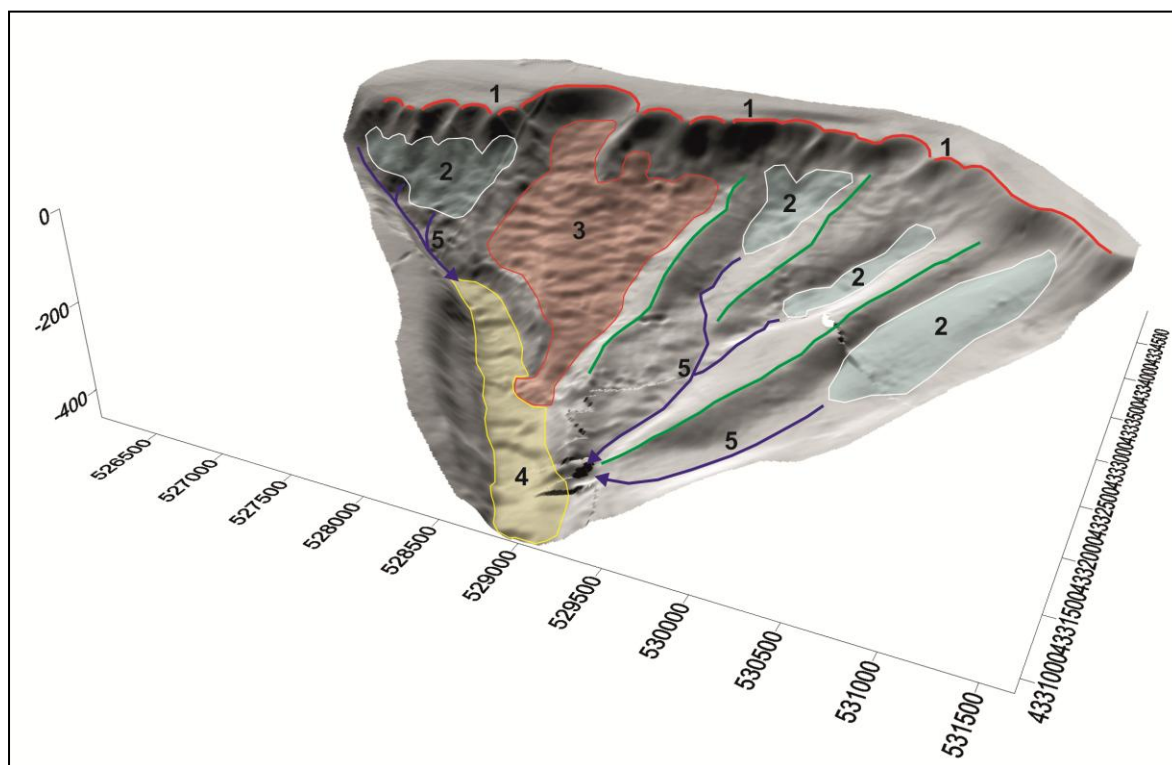


Figura 37 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 1 – Canyon 0. La testata del canyon presenta segni evidenti di incipiente instabilità, come l'allineamento di piccole nicchie di distacco con morfologia “spigolosa” (1) in corrispondenza del bordo della piattaforma continentale che indicano il recente avvenimento dei fenomeni gravitativi. Il deposito derivante risulta organizzato in accumuli al piede della scarpata caratterizzati in parte da modesto spessore (2), ed in parte da potenze di circa 10 m (3). Il fondo del canyon è caratterizzato dalla presenza di deposito intracanalale (4) proveniente dallo smantellamento dei depositi (2 e 3) trasportato attraverso le numerose canalizzazioni (5).

Il settore 1 del Canyon 0 si colloca nella scarpata superiore, incide il bordo della piattaforma con meccaniche di erosione retrogressiva ed è compreso tra la profondità minima dei -75 m fino alla profondità di circa -450 m. Le diverse testate confluiscono alla profondità di circa -445 m in un unico canale orientato 155° N, nel punto in cui si osserva un gradino ed una diminuzione del gradiente, con valori di pendenza che passano da una media di 6° a circa $3 - 4^{\circ}$. I canali presenti all'interno della testata sono caratterizzati da un fondo concavo, con morfologia ad U e risultano colmati, almeno nella loro porzione più

elevata, da numerosi depositi da evento. Il deposito di maggiori dimensioni è situato nell'area centrale, in un canale a fondo piatto e occupa un'area larga 2 km e profonda 3; la superficie di questo deposito è caratterizzata da morfologie che indicano processi attualmente attivi nella porzione più elevata e processi quiescenti nella porzione più profonda. Il primo Knickpoint, alla quota dei -330 m, è rappresentato dalla parte sommitale del deposito. Le dinamiche che governano questo tipo di evoluzione verranno discusse nel capitolo relativo all'analisi degli eventi gravitativi di massa.

Le brusche variazioni del gradiente che caratterizzano questo settore sono da mettere in relazione con la presenza delle numerose onde di sedimento nella parte superficiale dei depositi.

L'andamento dei fianchi del canyon rispecchia quello del thalweg, fino alla profondità di chiusura del settore 1 mantengono una pendenza quasi costante di circa 9°.

Settore 2:

Il settore 2 del canyon 0 si sviluppa a partire dalla profondità di chiusura del settore 1 (-450 m) per circa 4500 m, fino a riversarsi nella sponda sinistra di un meandro del canyon 2 alla profondità di -620 m. A questo settore corrisponde un andamento in pianta rettilineo, nella porzione superiore con geometria ad U e fondo piatto che ospita alcuni metri di deposito intracanalare organizzato in creste e lobi (Figura 38, Sezioni 1, 2 e 3).

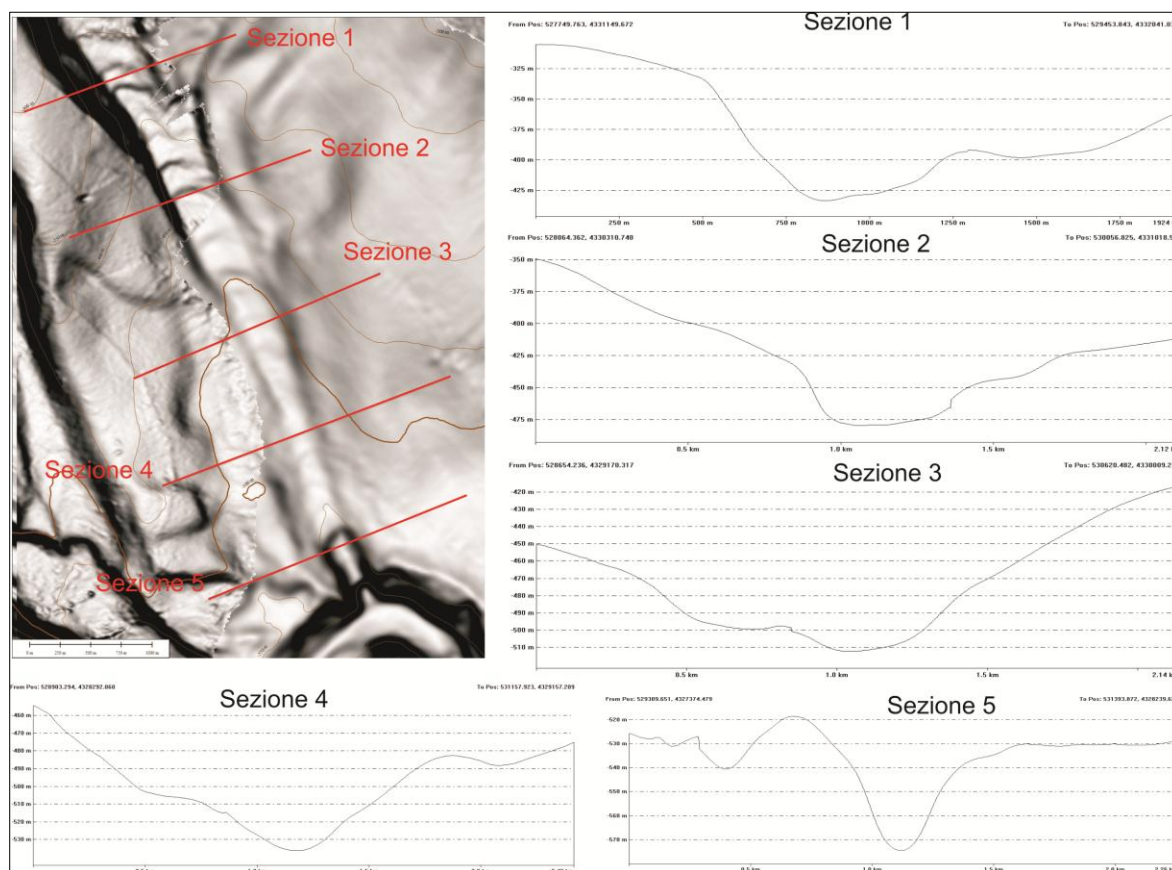


Figura 38 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X; isobate ogni 50 m). Particolare del settore 2 canyon 0 Sant'Elia – Foxi Canyon. In figura sono rappresentate le sezioni trasversali 1, 2, 3, 4 3 5 e la loro ubicazione.

Il settore più profondo è caratterizzato da un restringimento del canale, molto evidente nella porzione terminale, dove si verifica il passaggio dalla geometria ad U con presenza di deposito intracanalare ad una geometria a V con assenza di deposito (Figura 38 Sezioni 4 e 5). Il thalweg mantiene un gradiente costante, con pendenza di $1,8^\circ$ fino ad incontrare i due knickpoint in successione nella porzione terminale che rappresentano il salto batimetrico di immissione nel canyon 2.

Dalla geometria delle sezioni trasversali al canyon è possibile distinguere un graduale approfondimento del fondo, con il passaggio da dinamiche governate da processi di sedimentazione nella parte superiore, a processi erosivi nella porzione più profonda giustificati dalla quasi totale assenza di deposito intracanalale.

I fianchi in questo settore risultano molto più articolati rispetto al settore 1, particolarmente il destro, che è rappresentato dalla cresta dell'horst che separa il canyon 0 dal canyon 1, subisce quindi l'influenza dell'assetto tettonico – strutturale dell'area (Figura 34).

Canyon 1:

Il sistema identificato come canyon 1 è quasi interamente compreso nel “foglio 60 Cagliari”, fatta eccezione per la sua parte terminale che si colloca nell’adiacente “foglio 59 Carbonara” del Progetto MaGIC. I profili longitudinali del thalweg e del fianco destro evidenziano una marcata diminuzione del gradiente nel corso del suo sviluppo. Il profilo del fianco sinistro si mantiene a quote più elevate rispetto al fianco destro, e, nella zona più prossima al bordo della Piattaforma Continentale, coincide con la cresta dell’horst che separa la testata del Canyon 1 con quella del Canyon 0 (Figura 40).

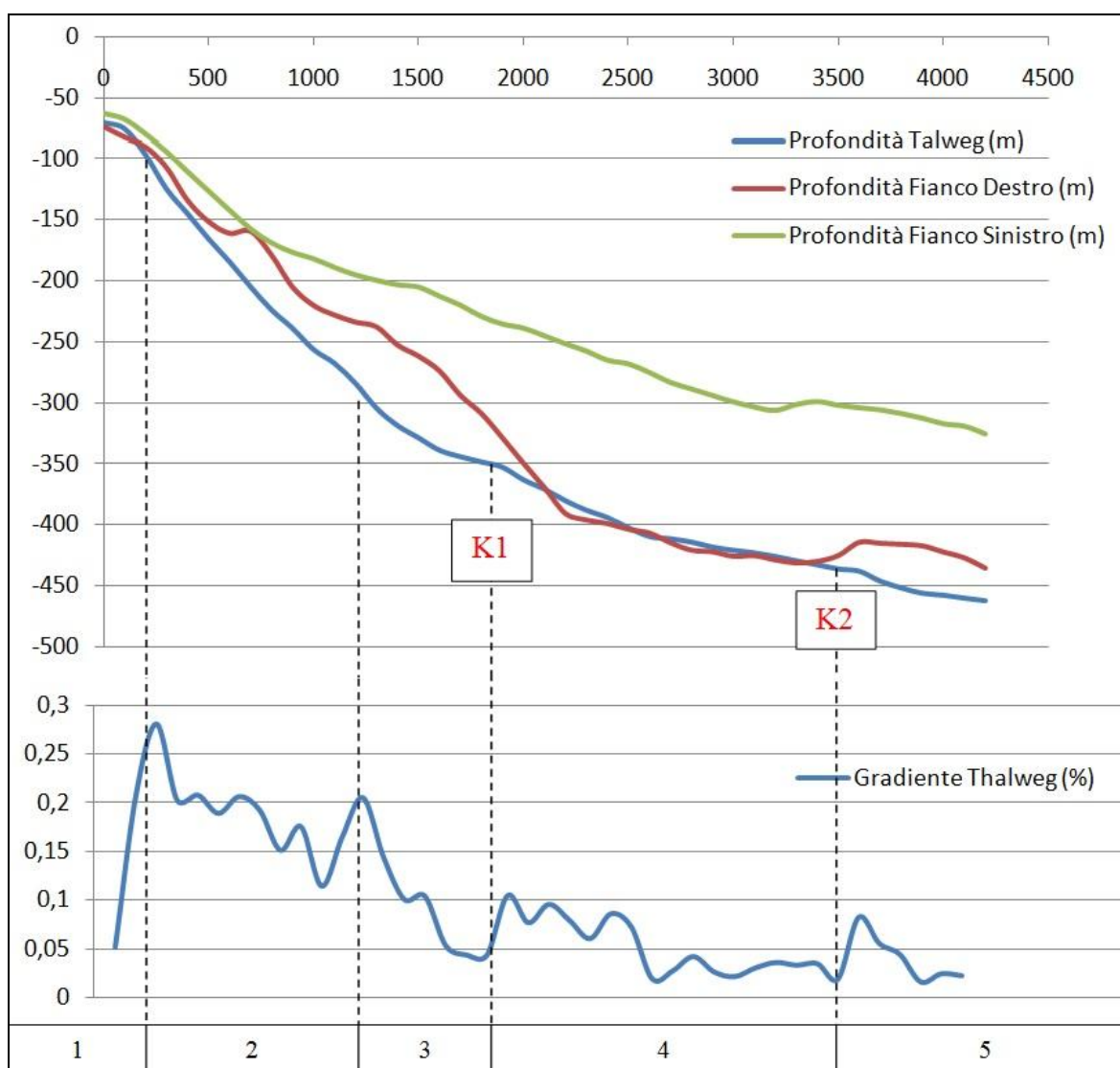


Figura 39 - Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 1 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 5 settori che isolano caratteristiche omogenee all’interno del Canyon ed i due principali Knickpoint (K).

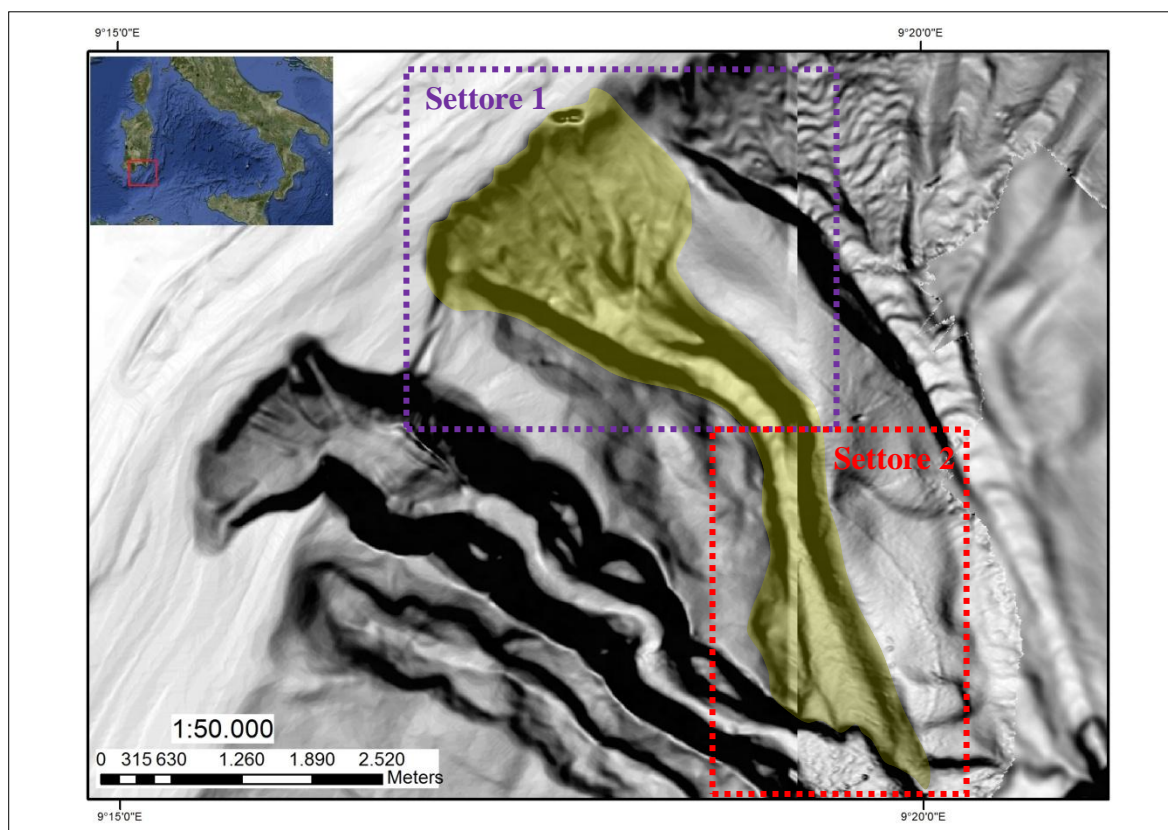


Figura 40 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Dettaglio dello sviluppo del canyon 1, Sant'Elia – Foxi Canyon e suddivisione dei due settori.

Il Canyon 1 è rappresentato solo limitatamente all'interno del “Foglio 60 Cagliari”, in cui è compresa la porzione di testata che si sviluppa dai -70 m ai -370 m di profondità e la porzione superiore del canale fino ad una profondità di 480 m circa; la porzione più profonda del canale è inclusa all'interno del “Foglio 59 Carbonara”, rilevato durante la campagna oceanografica “MaGIC Sardegna 2010”, per uno sviluppo di 2 km, prima di riversarsi nella sponda sinistra del canyon 2.

La testata si presenta in erosione retrogressiva nel ciglio della piattaforma continentale, si indenta in essa per circa 550 m, ed interessa un settore largo circa 4,5 km.

Il profilo longitudinale presenta una geometria concava verso l'alto caratterizzata da valori del gradiente che passano gradualmente da 11° nella porzione superiore a 2,5° in quella più profonda.

Dallo studio dei parametri morfometrici e del profilo longitudinale del Thalweg (Figura 39), è stata rilevata la presenza di due principali knickpoint (K1 e K2). Il salto batimetrico K1 rappresenta il punto di suddivisione dei due settori 1 e 2 che isolano aree con caratteristiche omogenee all'interno de canyon 1.

Settore 1:

Il settore 1 è rappresentato principalmente dalla testata del Canyon 1, dove si rileva un sistema di canali caratterizzati da un elevato rapporto Profondità/Larghezza.

In corrispondenza della base dei versanti con alti gradienti di pendenza, sono presenti delle aree di frana con depositi a superficie gibbosa. Questi depositi sono da mettere in relazione a frane e processi gravitativi già avvenuti, ma che potrebbero attualmente verificarsi all'interno del reticolo di canali che costituiscono l'unità morfostrutturale, e che avendo una tendenza retrogressiva, provocherebbero un'ulteriore incisione della piattaforma continentale sino a basse profondità rappresentando un importante fattore di rischio.

La testata del Canyon 1 è del tipo “a cavolfiore”, ed è localizzata nella porzione settentrionale del Foglio 60 Cagliari, con coordinate 39° 8.64030' N, 9° 18.12246' E; è posizionata ad una distanza minima di circa 5 km dalla costa, dove si misura la quota di -72 m. Si raccorda alla testata del canyon 0, unendo due canali originariamente separati che per effetto delle dinamiche di erosione retrogressiva tendono a congiungersi in un unico sistema; ha un'estensione di circa 1.97 km² con larghezza massima di 4 Km.

Sono presenti quattro nicchie di distacco, a partire dalle quali si sviluppa una rete di canali minori con lunghezza media nell'ordine di 2 km a fondo concavo separati tra loro da creste poco marcate; nelle aree intermedie sono presenti depositi di frana a superficie gibbosa. Allo stato attuale, il ciglio della piattaforma, originariamente posto alla profondità di circa -110 metri, in seguito ad un arretramento di circa 550 m, è situato a -65 metri.

Dal ciglio della piattaforma il canyon nel settore 1 si estende per 3,4 km, fermandosi in corrispondenza del Knickpoint 1 alla profondità di -440 m; mantiene un'orientazione costante di N 120°.

In questo settore il thalweg evidenzia un gradiente che si mantiene tra i 6° ed i 10°, e risulta influenzato dalla morfologia gibbosa della superficie dei depositi intracanalale.

Lo studio del rilievo Multibeam ad alta risoluzione (cella di 5 m) della testata del canyon ha portato all'individuazione di un'area, situata alla base del bordo occidentale, caratterizzata dalla presenza di diversi “*Pockmarks*” (Figura 41). Si tratta di un modesto settore che copre un'area di circa 7 ha, dalla profondità dei -280 m ai -320 m, in cui sono rilevabili 6 crateri.

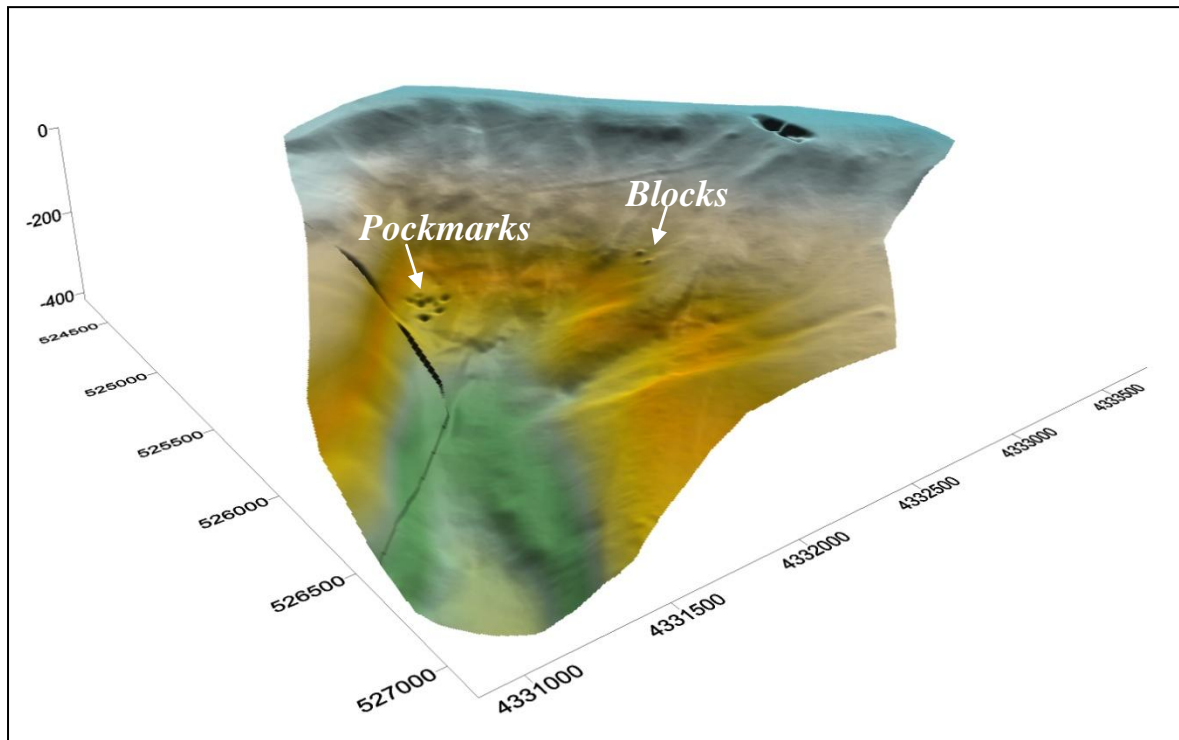


Figura 41 – Rappresentazione tridimensionale del settore 1 del canyon 1, Sant’Elia – Foxi Canyon. Sono evidenziate forme di fondo tipo “Pockmarks” e la presenza di alcuni blocchi.

Le depressioni di maggiori dimensioni sono profonde fino ad una decina di metri e larghe 70 m, di forma perfettamente circolare, fatta eccezione per l’elemento posto a quota più elevata che presenta una morfologia allungata (Figura 86).

La presenza di queste caratteristiche forme di fondo, basandosi su studi effettuati da diversi Autori su queste tematiche (Imbert et al., 2011; Goldfinger et al., 1999), è da mettere in relazione principalmente alla fuoriuscita di fluidi allo stato gassoso presenti all’interno delle sequenze deposizionali, rappresentando una concausa nell’innescare dei fenomeni gravitativi all’interno dei sistemi di canyon come le correnti di torbida. Alcuni Autori (Imbert et al., 2011) propongono l’associazione dei *pockmarks* in zone in cui sistemi di faglie parallele, secondo lo schema *horst – graben*, comprimono lateralmente litologie costituite da materiale fine (sabbie e fanghi), causando la fuoriuscita dei fluidi, definendo una componente litologica al controllo del fenomeno.

Settore 2:

Il settore 2 si sviluppa dalla profondità di circa -450 m per 2,9 km in un tratto rettilineo con orientazione di N 167°. Il suo limite di chiusura è rappresentato dal salto batimetrico in corrispondenza dell'immissione nella sponda sinistra del canyon 2, posto alla profondità di -550 m. Il profilo longitudinale del thalweg mostra un andamento costante, con una poco marcata concavità verso l'alto; il gradiente varia da 4° nella porzione più elevata fino ai 1,8° nel settore più profondo, in prossimità della sezione di chiusura. Nel tratto terminale è presente un Knickpoint da mettere in relazione alla presenza di un deposito intracanal.

I fianchi sono fortemente asimmetrici; quello sinistro coincide con la cresta dell'alto strutturale che lo separa dal canyon 0 e mantiene un andamento quasi parallelo rispetto al fondo del canale, ad una quota di circa + 140 m rispetto ad esso. Il fianco destro è rappresentato dalla scarpata di un grande terrazzo intracanal e si sviluppa alla stessa quota del fondo del canale.

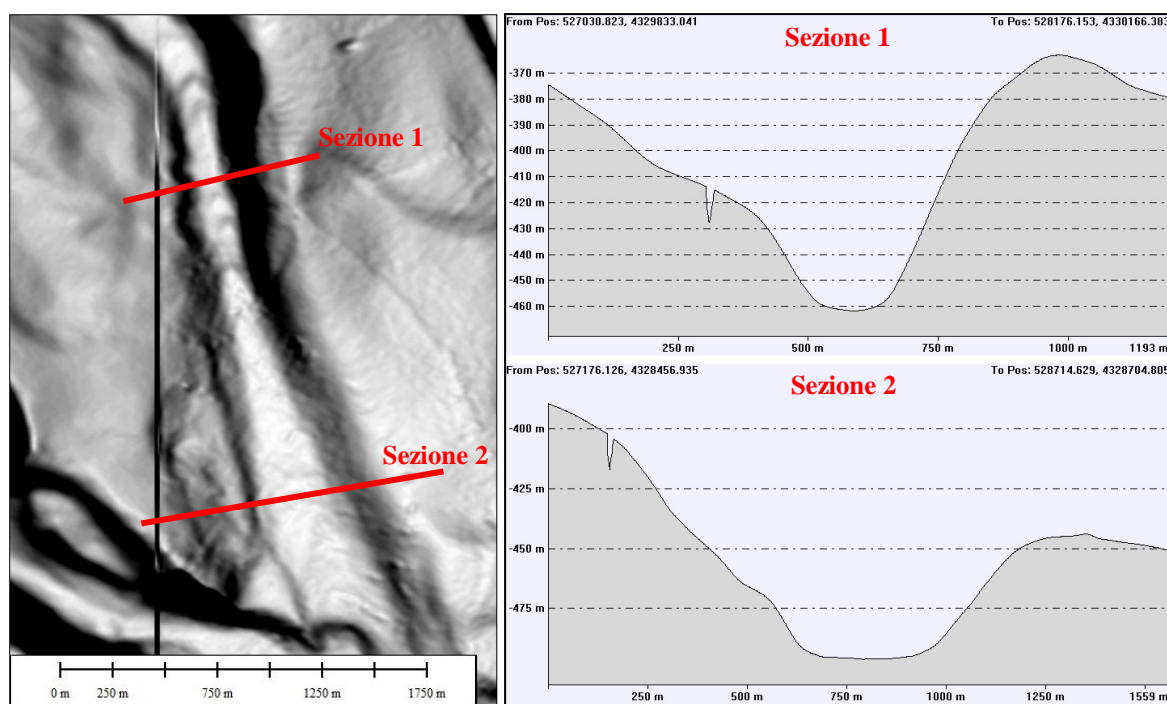


Figura 42 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Particolare del settore 2 canyon 1 Sant'Elia – Foxi Canyon. In figura sono rappresentate le sezioni trasversali 1 e 2 e la loro ubicazione in pianta.

Le sezioni trasversali 1 e 2 (Figura 42) evidenziano un profilo ad “U”, indice di un'attività erosiva di modesta entità. In corrispondenza della sezione S2 la pianta del canyon evidenzia un allargamento del profilo, con un corrispondente incremento dello spazio di accomodamento per i sedimenti.

Canyon 2:

Il canyon 2 rappresenta la struttura che attualmente manifesta le maggiori condizioni di attività del Sant'Elia – Foxi Canyon. L'analisi morfometrica evidenzia una marcata simmetria del margine superiore dei fianchi, entrambi caratterizzati da un andamento convesso. Al contrario il thalweg è caratterizzato da un andamento concavo con il gradiente che assume valori inferiori man mano che ci si avvicina alla sezione di chiusura e sono stati individuati due knickpoint principali.

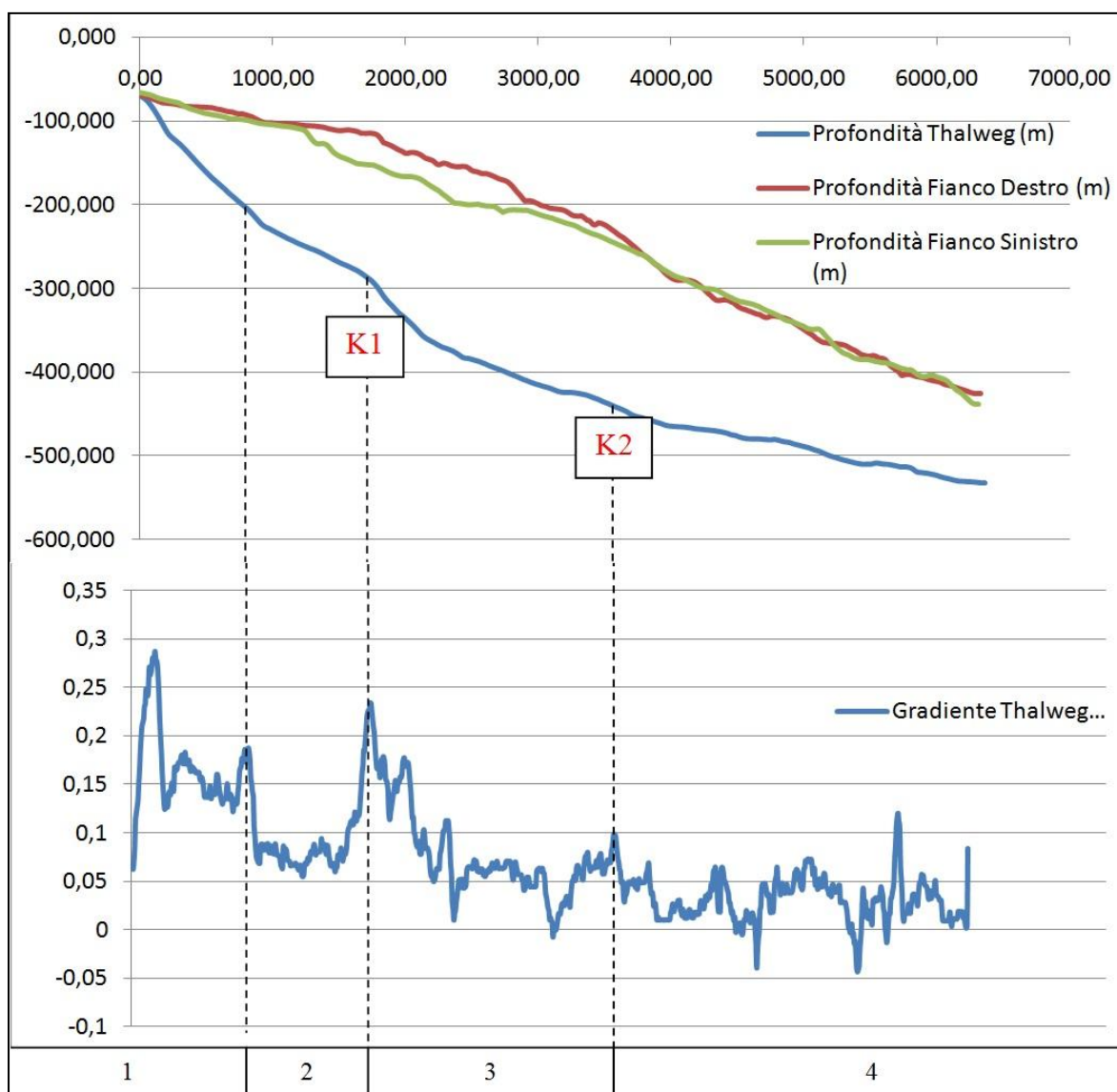


Figura 43 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 2 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 4 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i due principali Knickpoint (K1 e K2).

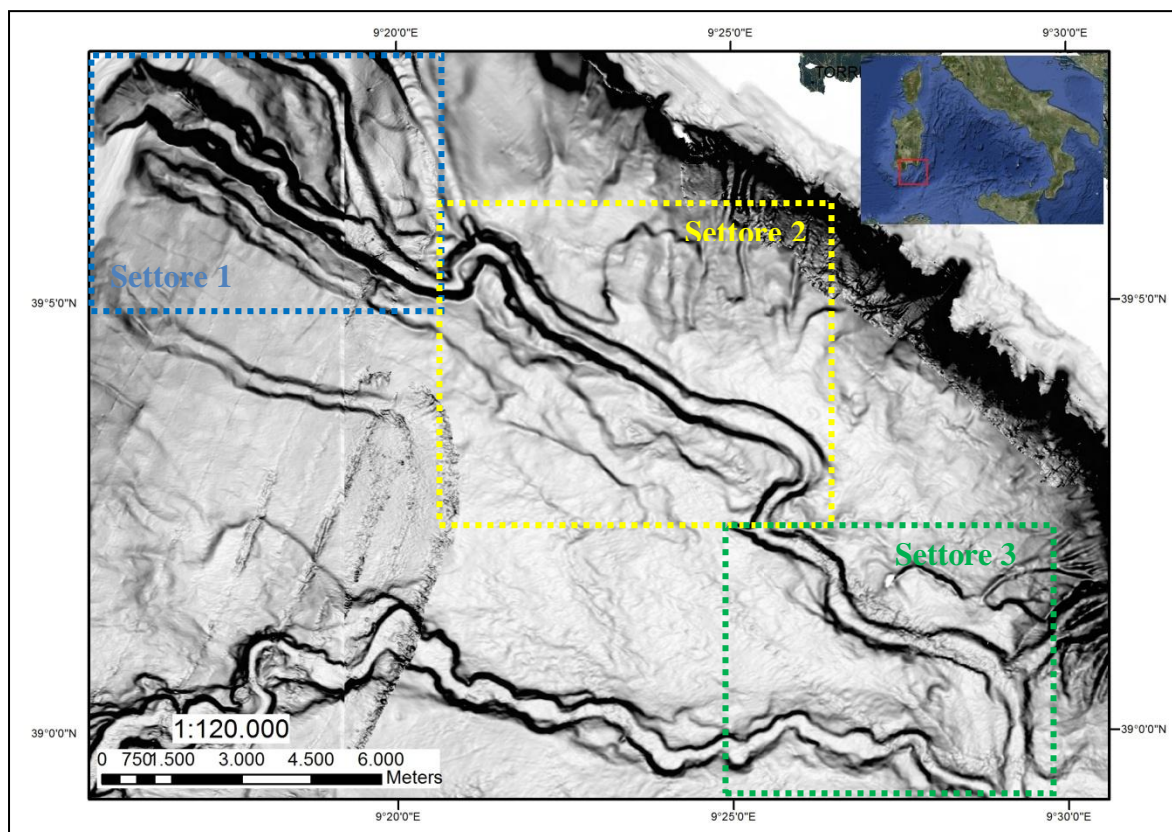


Figura 44 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Dettaglio dello sviluppo del canyon 1, Sant'Elia – Foxi Canyon e suddivisione dei tre settori.

Allo scopo di semplificare la descrizione del canyon 2, sono stati individuati tre settori che presentano caratteristiche comuni (Figura 44). Si tratta di una struttura impostata lungo un lineamento tettonico che risulta assimilabile alla direzione dei lineamenti tettonici osservabili in terra emersa nel semigraben del Campidano.

Il canyon 2 rappresenta l'asta principale del più vasto sistema del settore settentrionale dell'area oggetto di studio, il Sant'Elia – Foxi Canyon; gli altri sistemi di canyon e canali del sistema (Canyon 0, 1, 3 e 4), risultano tributari ad esso.

È caratterizzato da una testata in erosione retrogressiva che si indenta nella piattaforma continentale fino a 1500 m rispetto al bordo, raggiungendo la profondità di -70 m misurata alla distanza di 10 km da Capo Sant'Elia. Si sviluppa per 30 km con orientazione N 125° fino alla profondità di chiusura di -910 m; da questo punto in poi, in seguito alla convergenza con il Sarroch Canyon, prosegue verso il settore profondo della scarpata con il nome di Carbonara Canyon, prosegue allineato alla base dell'Ichnusa Seamount con andamento circa N – S fino al di fuori dell'area di indagine.

Settore 1:

La testata del Canyon 2, è localizzata nella porzione settentrionale del Foglio 60 Cagliari, con coordinate 39°07'26,6110" N 9°15'53,7156", ed è posizionata ad una distanza minima di circa 10 km dalla costa; in questo punto la quota è -65 m.

La testata è del tipo “ad anfiteatro”, include una serie di solchi erosivi che fungono da collettore per i sedimenti che migrano tra il ciglio della scarpata ed il ramo principale del canyon; ha un'estensione di circa 1.9 km² con larghezza massima di 2,2 km.

Sono presenti tre nicchie di distacco e scarpate riferibili al ciglio di frane intracanal, alla base delle quali è presente un deposito di frana intracanal.

Il canyon mostra una tendenza retrogressiva della testata e ha inciso la piattaforma andando oltre il ciglio della stessa di circa 1500 m.

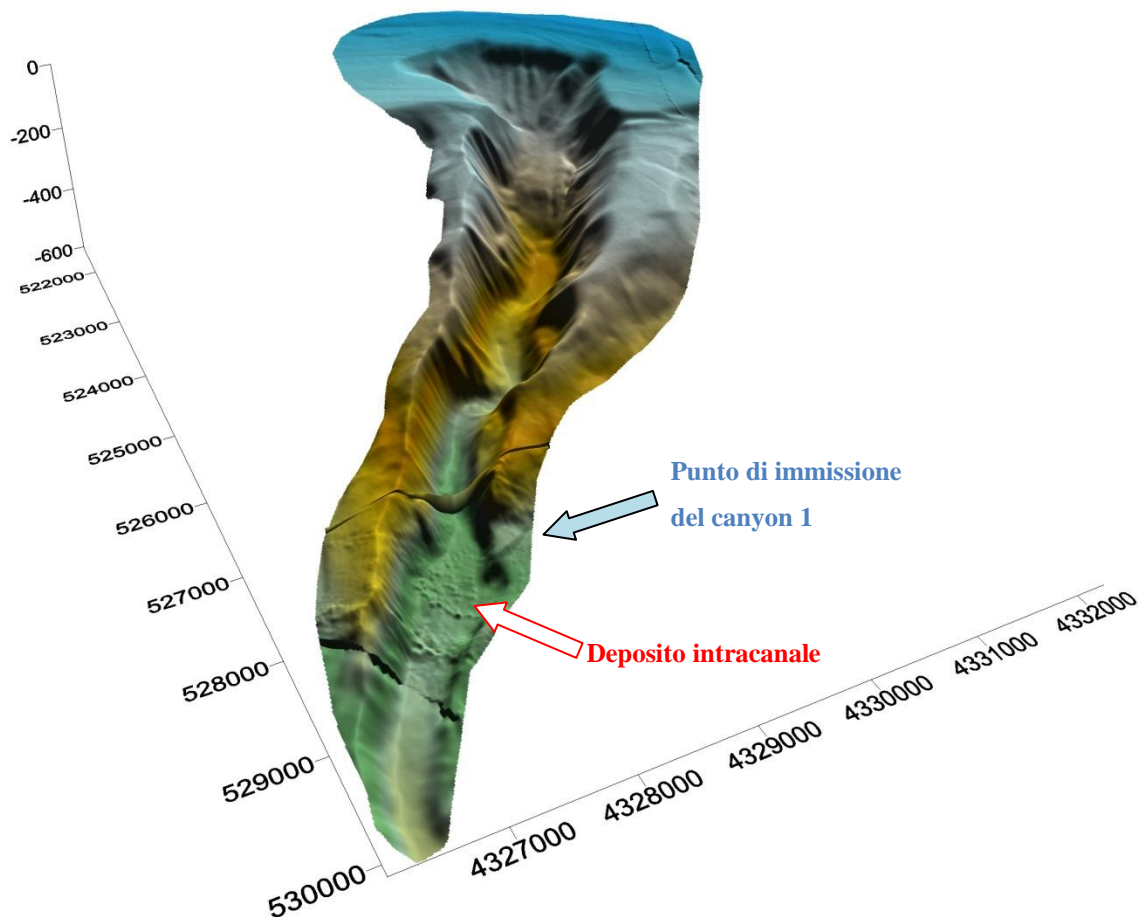


Figura 45 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 1 canyon 2. È evidenziata l'area di testata che si indenta nella P.C. per circa 1,5 km. Le sponde del canyon in questo settore sono caratterizzate dalla presenza di diffusi fenomeni gravitativi di massa.

Un potenziale rischio, associato alla testata canyon 2, è strettamente legato alla possibilità che un fenomeno franoso significativo si possa verificare all'interno del reticolo di canali

che costituiscono l'unità morfostrutturale, e che tali processi gravitativi, avendo il sistema una tendenza retrogressiva, possano provocare l'incisione della piattaforma continentale sino a profondità molto basse.

Questo settore è caratterizzato da un andamento in pianta leggermente sinuoso, si estende dalla testata per circa 8,5 km con direzione di N 123° fino alla profondità massima di -605 m, dove si rileva la presenza di un primo grande meandro che disloca il corso del canyon di circa 1000 m verso NE. In corrispondenza dei meandri più sviluppati si rilevano piccoli terrazzi intracanalare sovraescavati dall'attuale assetto dinamico del sistema, da mettere in relazione a rapidi movimenti di *uplift* dell'area anche di modesta entità, nell'ordine di qualche metro. In corrispondenza della sponda sinistra, alla distanza di 6,3 km a partire dalla testata, si rileva alla profondità di -540 m l'immissione del canyon 1, identificata da un salto batimetrico di 50 m. Immediatamente a valle da questo punto è presente un deposito intracanalare che copre un'area di circa 80 ha (Figura 45), costituita da un volume di sedimento stimato in 12.000 m³, da mettere in relazione al trasporto solido del canyon 1. Il canyon 2 è caratterizzato da una geometria del fondo ad U, incassata in una stretta valle con sponde molto inclinate (dai 23° ai 31°), con scarsa presenza di deposito intracanalare; le potenze maggiori si rilevano alla base delle nicchie di frana e raggiungono spessori di qualche metro.

Settore 2:

Il settore 2 è limitato a monte e a valle dalla presenza di due grandi meandri che dislocano la porzione centrale del canyon di circa 1 km verso NE rispetto alla direzione dei settori 1 e 3, mantenendo tuttavia lo stesso orientamento N 123°. Si sviluppa per 9 km, è compreso in un dislivello di circa 200 m, dalla profondità di -600 m ai -800 m.

La vista in pianta del settore evidenzia un allargamento della sezione trasversale (Figura 46), testimoniato anche dalle sezioni trasversali 1 e 2 che evidenziano un profilo ad “U”, indice di un’attività erosiva di modesta entità. L’ampiezza del canale varia da un minimo di 500 metri fino a più di 1000 nella parte più profonda.

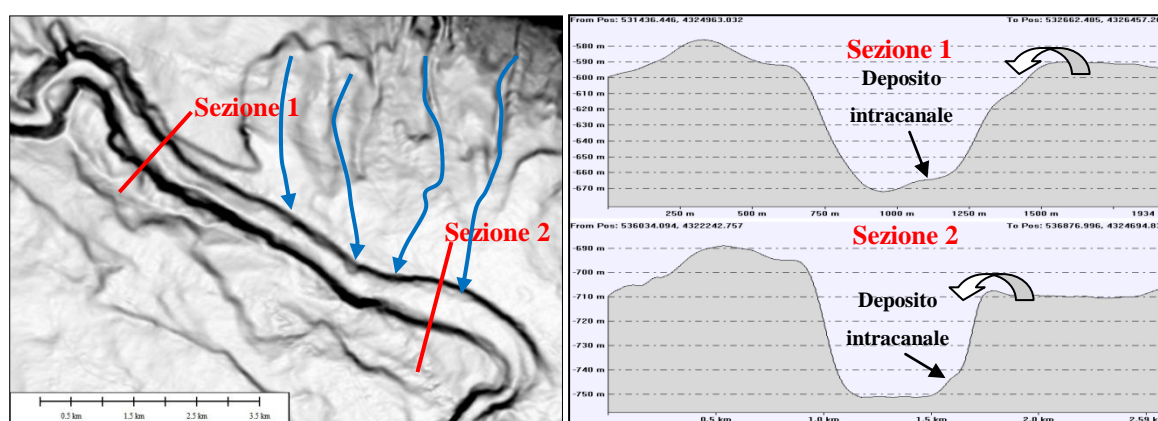


Figura 46 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Particolare del settore 2 canyon 2 Sant’Elia – Foxi Canyon. In figura sono rappresentate le sezioni trasversali 1 e 2 e la loro ubicazione in pianta.

Il bordo sinistro riceve i sedimenti provenienti da una grande porzione di scarpata superiore governata da processi slumping, e dal bordo della piattaforma continentale che in questo settore risulta molto vicino alla linea di costa. A causa di questi fenomeni si rileva un deposito intracanalale generalmente di modesto spessore, fatta eccezione per la parte sinistra (vedi sezioni in Figura 46) dove si registrano potenze nell’ordine di alcuni metri.

Settore 3:

Il settore 3 rappresenta la porzione terminale del canyon 2 e di conseguenza la porzione più profonda all'interno del sistema Sant'Elia – Foxi Canyon. La vista in pianta evidenzia un andamento sinuoso, quasi meandriforme, che occupa la fascia batimetrica compresa tra i -800 m ed i -920 m. Il punto più profondo corrisponde all'intersezione del Sant'Elia – Foxi Canyon con il Sarroch Canyon; lo sviluppo dei due sistemi prosegue unitamente verso le porzioni più profonde della scarpata continentale con il nome di Carbonara Canyon.

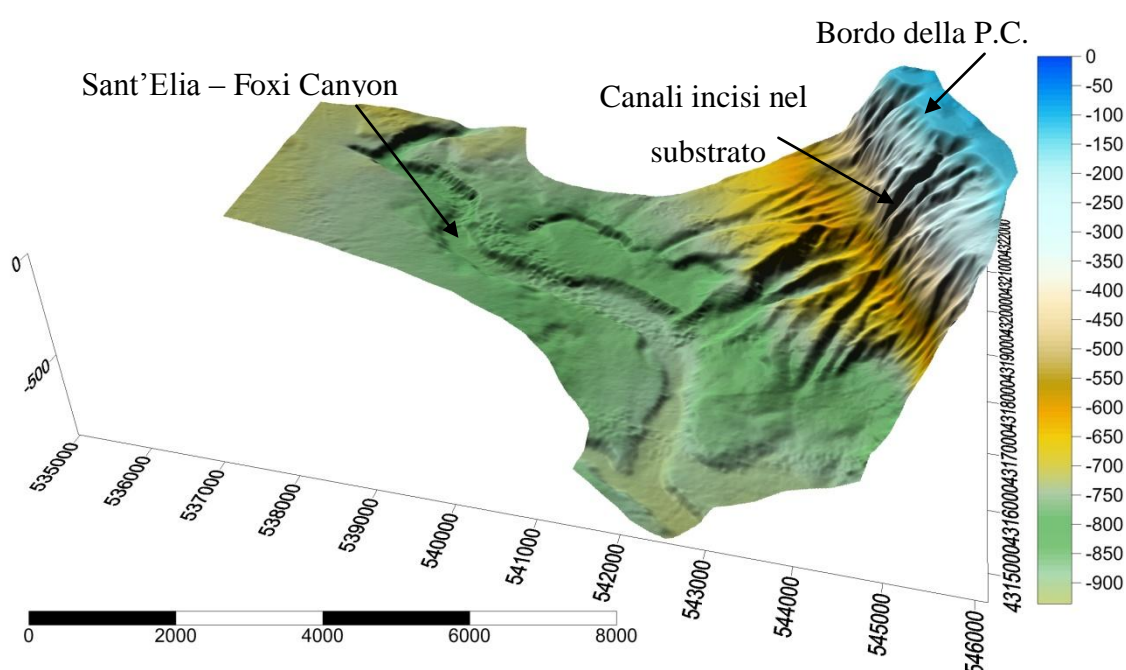


Figura 47 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 3 canyon 2. È evidenziata una porzione di scarpata superiore governata da intensi processi erosivi. Sono state rilevate numerose canalizzazioni prive di sedimento intracanalile incise direttamente sul substrato.

Anche in questo settore il margine sinistro del canyon è interessato da importanti fenomeni gravitativi contenuti tra il bordo della piattaforma e la scarpata superiore. Si tratta di canalizzazioni incise direttamente sul substrato (Figura 47), con geometria della sezione trasversale a V molto marcata e prive di deposito intracanalile, indice di una intensa attività erosiva del settore. Le canalizzazioni di maggiori dimensioni si rilevano con continuità dal bordo della piattaforma fino all'interno del canyon, con uno sviluppo longitudinale di 4300 m e larghezze massime in sezione trasversale di 500 m misurate in corrispondenza dell'immissione nel canyon. Alcune di queste incisioni presentano evidenze di erosione retrogressiva, indentandosi oltre il bordo della piattaforma per 400 m, raggiungendo profondità minime di -110 m misurata ad una distanza di 4,4 km dall'Isola dei Cavoli.

Canyon 3:

L'analisi morfometrica di dettaglio del canyon 3 evidenzia un andamento costante del thalweg e del margine superiore dei fianchi (Figura 48). Nel dettaglio, procedendo da quote più elevate verso i settori più profondi, il thalweg mostra una concavità verso l'alto, maggiormente evidenziata a quote maggiori, principalmente nell'area di testata; qui il gradiente varia da un ammasso di 12° a circa 3° .

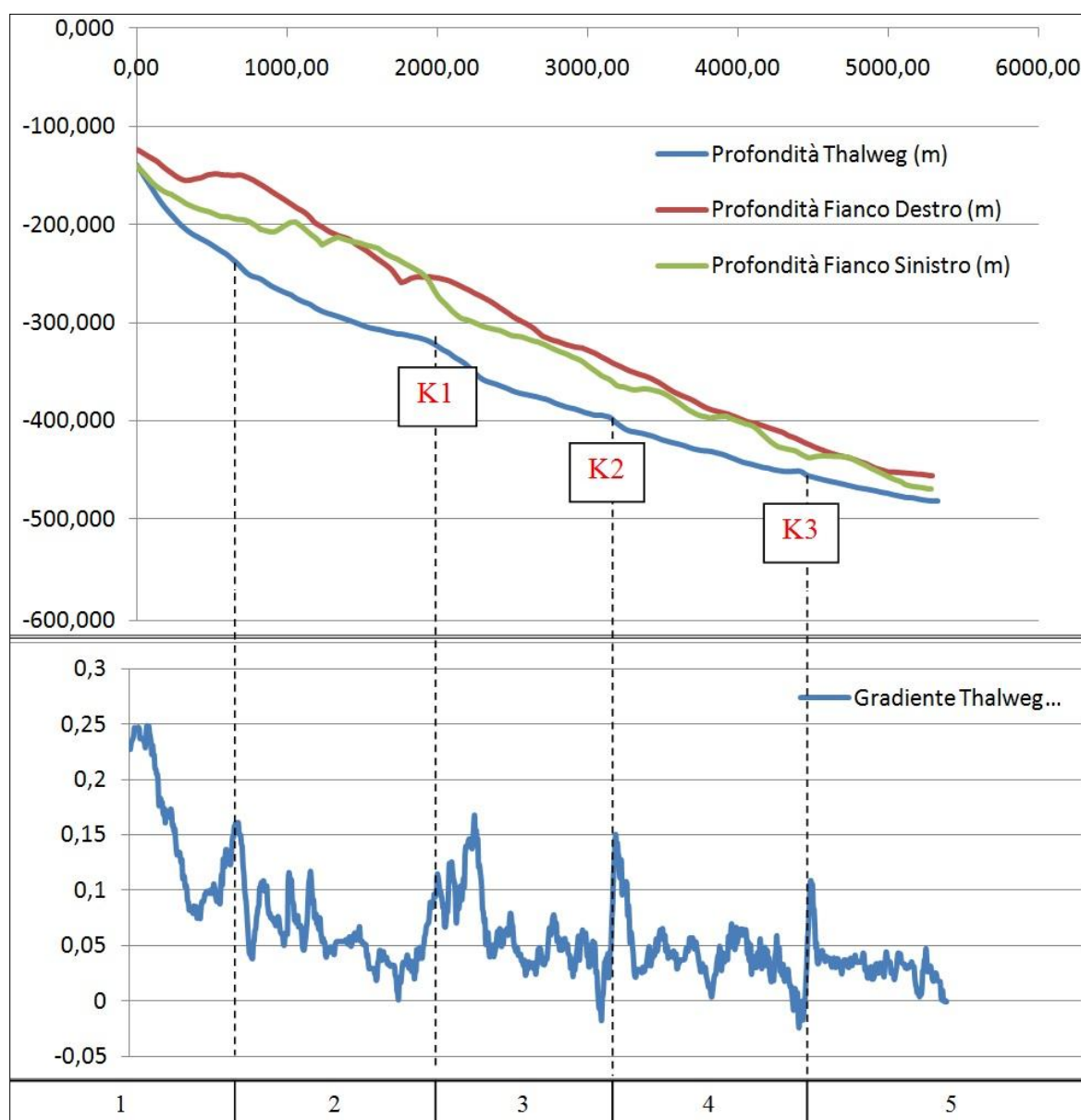


Figura 48 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 3 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 5 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i tre principali Knickpoint (K1, K2 e K3).

Il settore più profondo, partendo dal punto in cui è stato identificato il Knickpoint 1, è caratterizzato da un andamento quasi rettilineo, con valori di pendenza che oscillano tra 2,5° e 0,5°. I fianchi presentano una lieve asimmetria in corrispondenza del settore 1, il sinistro è rappresentato dall'argine che separa il canyon 3 dal canyon 2, ed è influenzato dalle dinamiche erosive del bordo della piattaforma. Nel settore 2 i fianchi sono quasi simmetrici e si mantengono ad una quota di circa + 50 m rispetto al thalweg.

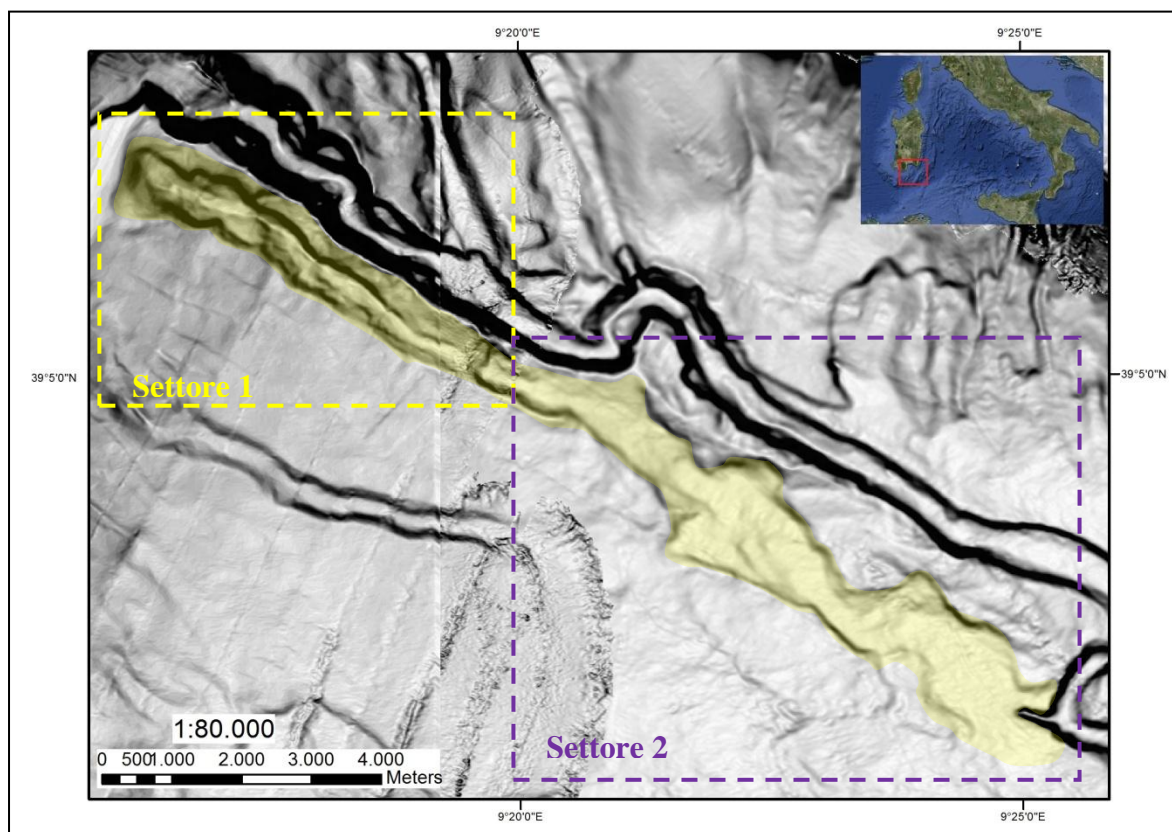


Figura 49 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Dettaglio dello sviluppo del canyon 3, Sant'Elia – Foxi Canyon e suddivisione dei due settori.

La testata non incide il bordo della piattaforma, si arresta in prossimità di essa e non presenta attuali evidenze di erosione retrogressiva. Il canyon 3 si sviluppa per circa 16 km, compreso nell'intervallo batimetrico tra i -120 m e -765 m; è orientato parallelamente al sistema identificato come canyon 2 (circa 125° N), e la sua chiusura coincide con l'immissione nel fianco destro del canyon 2 in corrispondenza del grande meandro più profondo. È stato suddiviso in due settori (Figura 49) che presentano caratteristiche omogenee; si sviluppano parallelamente ai primi due settori del canyon 2, presentando le medesime caratteristiche seppur in un contesto di attività erosiva meno spinto.

Settore 1:

Il settore 1 del canyon 3 si sviluppa per 7,4 km, comprende la testata che non incide il bordo della piattaforma fermandosi ad una distanza di 12 km dalle rive di Capo San'Elia, dove si misura la profondità di -120 m. La vista in pianta evidenzia un andamento rettilineo del settore, con la presenza di sporadici depositi intracanalè che dislocano leggermente il corso del thalweg (Figura 50).

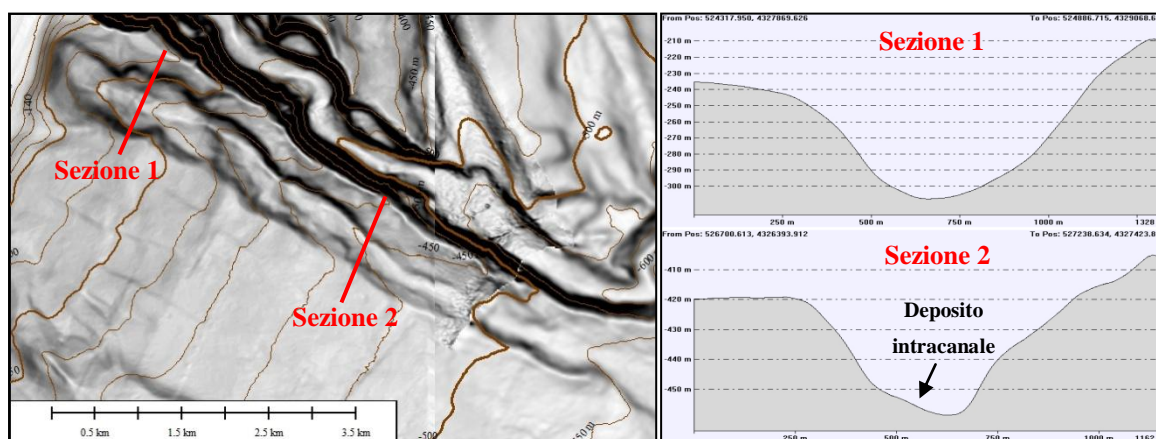


Figura 50 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Particolare del settore 1 canyon 3 Sant'Elia – Foxi Canyon. In figura sono rappresentate le sezioni trasversali 1 e 2 e la loro ubicazione in pianta.

Lo studio della geometria delle sezioni trasversali 1 e 2 mette in evidenza un profilo del fondo del canale ad U, con fianchi debolmente inclinati che presentano valori di pendenza nell'ordine dei 18°. L'andamento dei fianchi può essere distinto in due trend principali:

- **Trend I:** ad eccezione del primo settore coincidente con l'area di testata, il primo trend è caratterizzato da un graduale aumento del valore di altezza di entrambi i fianchi (Figura 48). In particolare il fianco destro presenta valori dell'altezza mediamente maggiori (circa + 85 m) rispetto al fianco sinistro (+ 45 m). Il primo trend coincide con il settore superiore del sistema, caratterizzato da un profilo longitudinale dei fianchi convesso.
- **Trend II:** il secondo trend, compreso nella porzione più profonda del settore 1, presenta un andamento più uniforme e simmetrico, caratterizzato da valori dell'altezza dei fianchi mediamente poco elevati (da 40 a 20 m). Particolarmente il fianco sinistro mostra repentini cambi di pendenza in corrispondenza dei diversi gradini morfologici (Knickpoint K1, K2 e K3).

Nel settore 1 il canyon mantiene costante in tutto il suo corso il valore di larghezza, compreso tra 550 e 720 m.

Settore 2:

Il settore 2 del canyon 3 è compreso in un intervallo batimetrico di 200 m, dai -550 m ai -750 m; il suo andamento mantiene un'orientazione del thalweg di 125° N per uno sviluppo complessivo di 8 km. La geometria del canale in questo settore è caratterizzata da un allargamento della sezione in corrispondenza delle fasce batimetriche più profonde, la variazione non è costante, ma organizzata in mutamenti improvvisi da mettere in relazione alla diminuzione del gradiente.

Tutto il sistema in questo settore risulta fossilizzato da una coltre di sedimentazione attuale, infatti tutte le strutture che lo costituiscono non presentano alcuna morfologia spigolosa, sia all'interno del canale che nelle aree circostanti, risultano tutte sigillate da una coltre di sedimentazione fine limo – argillosa. Queste evidenze inducono ad ipotizzare che attualmente in questo settore non siano presenti dinamiche evolutive attive.

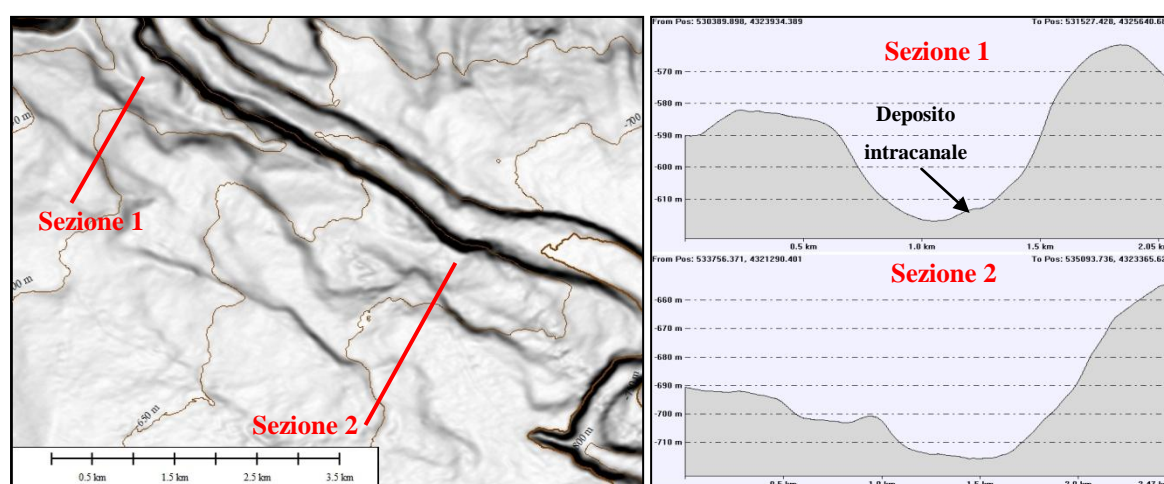


Figura 51 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Particolare del settore 2 canyon 3 Sant'Elia – Foxi Canyon. In figura sono rappresentate le sezioni trasversali 1 e 2 e la loro ubicazione in pianta.

La vista in pianta dell'area vasta (Figura 49) evidenzia diverse similitudini del canyon 3 con il canyon 2; è possibile ipotizzare che originariamente il canyon 3 rappresentasse il vecchio corso principale del Sant'Elia – Foxi Canyon, attualmente abbandonato a causa di mutazioni paleo climatiche e dell'evoluzione geodinamica dell'area.

Dallo studio dei profili geometrici trasversali al canale è osservabile una forte asimmetria dei fianchi; il fianco sinistro si mantiene abbastanza elevato per tutto il corso del canyon, ad una quota di + 55 m rispetto al thalweg, il fianco destro assume un assetto decrescente da quote di +35 m fino ai 20 m misurati in prossimità della sezione 2. Alla profondità di

chiusura il margine destro sfuma in una ampia area di scarpata superiore che separa il Sant'Elia – Foxi Canyon dal Sarroch Canyon.

Canyon 4:

Il sistema 4 non rappresenta un vero e proprio canyon, piuttosto è assimilabile ad un canale minore che occupa un modesto settore di scarpata superiore. Si colloca in prossimità di una vasta area caratterizzata da processi di erosione diffusa, funge da collettore per i sedimenti del bordo della piattaforma verso aree più profonde della scarpata superiore.

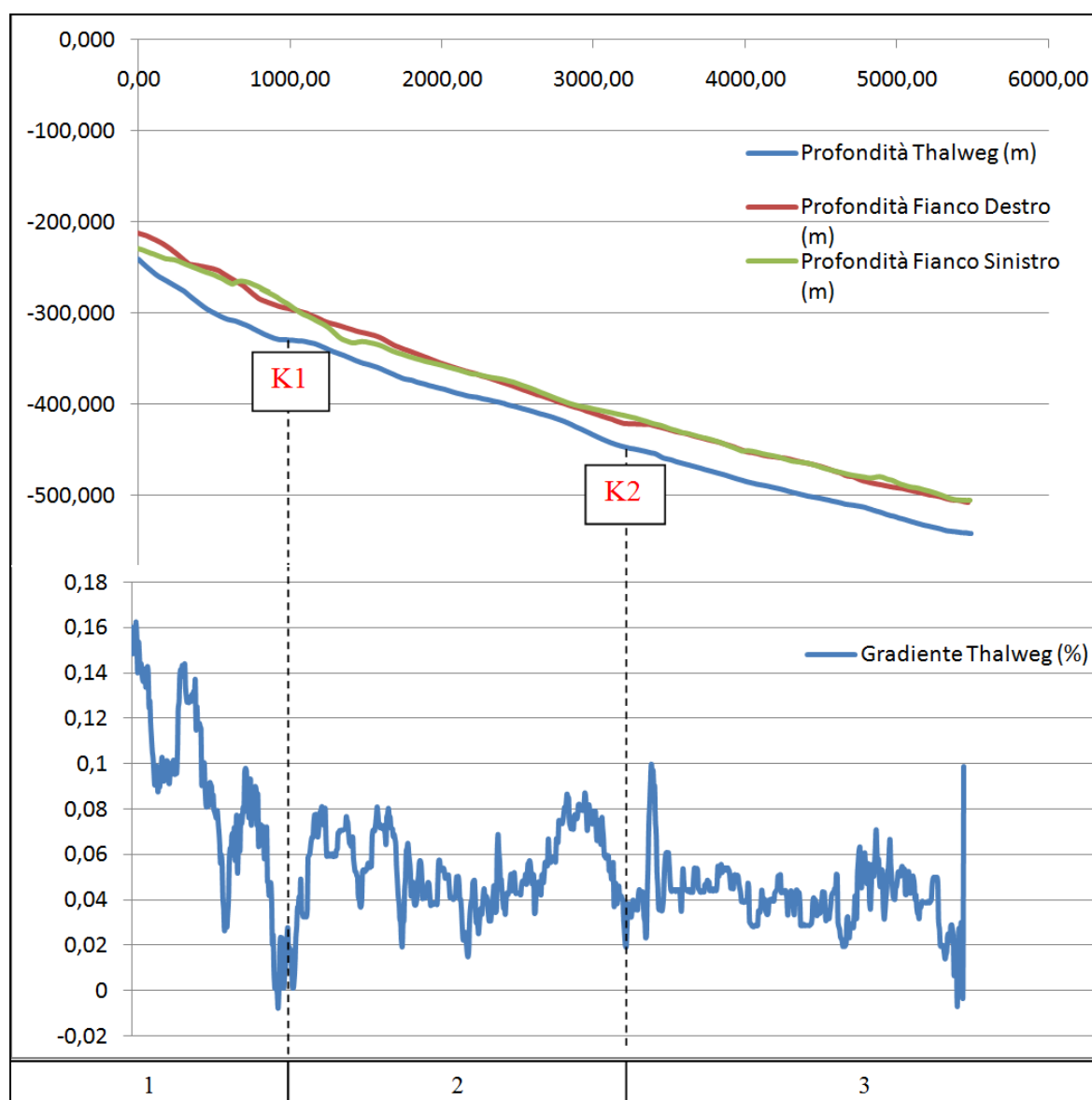


Figura 52 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 4 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 3 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i due principali Knickpoint (K1 e K2).

L'area di testata è coronata da piccole canalizzazioni che si arrestano alla profondità minima di -235 m, nel settore di scarpata superiore ad una distanza di 1,3 km dal ciglio della piattaforma.

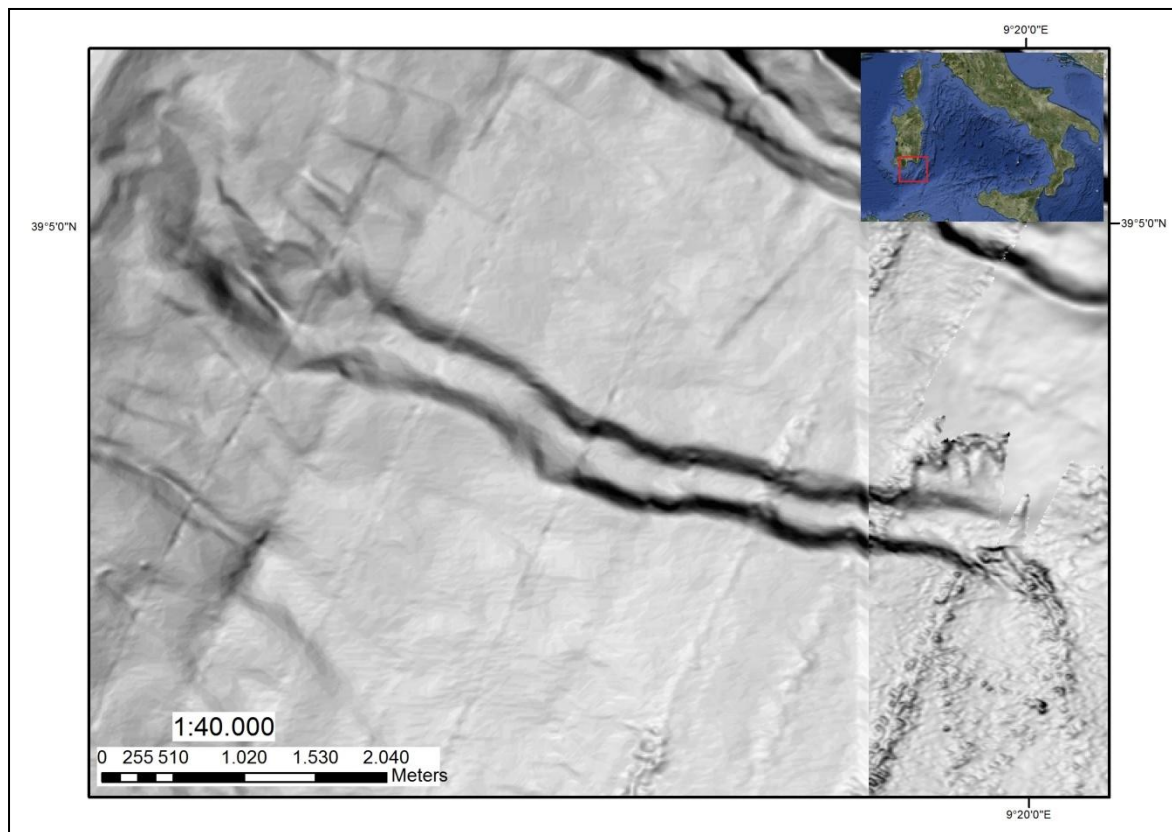


Figura 53 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Dettaglio dello sviluppo del canyon 4, Sant'Elia – Foxi Canyon.

Data la limitata estensione, il sistema verrà trattato come un settore che presenta caratteristiche omogenee.

Il canyon 4 è compreso in un intervallo batimetrico di 330 metri, dalla quota batimetrica di -250 m ai -580 m; il suo sviluppo in pianta ricopre una distanza di 6,6 km ed è leggermente sinuoso, mantiene un orientamento medio di 110° N.

L'analisi dei parametri morfometrici evidenzia un andamento rettilineo del thalweg, caratterizzato dalla presenza di due gradini morfologici (Knickpoint 1 e 2), che limitano a monte ed a valle un settore caratterizzato da andamento convesso; i due settori terminali della testata e di chiusura presentano di contro una morfologia concava. Lo sviluppo dei fianchi è simmetrico, mantiene un andamento rettilineo che si eleva di circa 30 m nelle aree di testata e di chiusura. Nel settore centrale il dislivello si attesta a valori di 20 m, in conseguenza dell'inversione di concavità del thalweg.

La porzione terminale del canyon 4 sfuma in una vasta area del settore profondo della scarpata superiore, caratterizzata dalla presenza di alcuni depositi sedimentari a superficie gibbosa. Attualmente questo sistema risulta isolato rispetto al Sant'Elia – Foxi Canyon, ma indizi morfologici del fondale circostante, fanno ipotizzare una connessione dei due sistemi in relazione a diverse condizioni paleogeografiche e geodinamiche.

6.3 ANALISI QUANTITATIVA DEL SARROCH CANYON

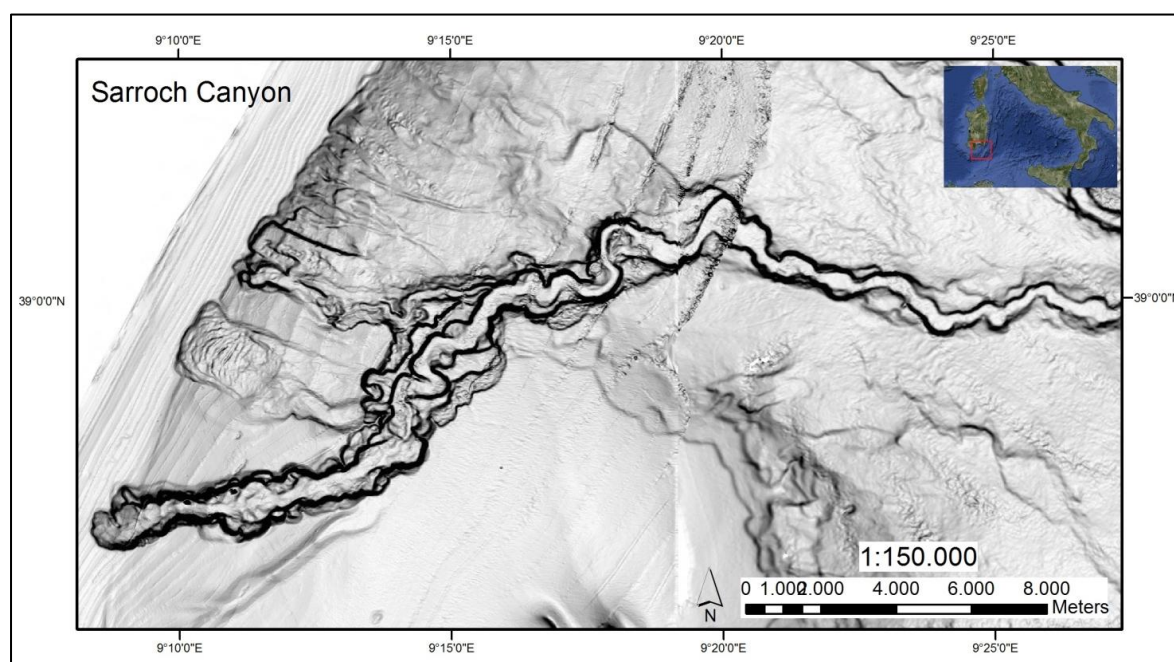


Figura 54 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Inquadramento geografico dello sviluppo del Sarroch Canyon all'interno dell'area indagata.

Il Sarroch Canyon rappresenta un importante lineamento che influenza i processi gravitativi della scarpata superiore nel settore centrale dell'area oggetto di studio.

La vista in pianta evidenzia un andamento sinuoso per tutto il suo corso, in particolare il settore centrale è caratterizzato dalla presenza di diversi meandri che tracciano un percorso molto articolato che isola ai fianchi diversi ordini di terrazzi intracanal. L'area di testata comprende un sistema di canali caratterizzati da un elevato rapporto profondità/larghezza, ospita un sistema di superfici terrazzate di diverso ordine e, in corrispondenza della base dei versanti e del fondo del canyon con morfologia concava, sono presenti delle aree di deposito intracanal. Il rischio associato all'area di testata è connesso alla presenza di frane e processi gravitativi che potrebbero verificarsi all'interno del reticolo di canali che costituiscono l'unità morfostrutturale, e che, avendo una tendenza retrogressiva, provocano l'incisione della piattaforma continentale sino a basse profondità.

Il limite di chiusura si rileva alla profondità di -920 m, nel punto in cui converge con la parte più profonda del Sant'Elia – Foxi Canyon e prosegue allineato con la base dell'Ichnusa Seamount verso le porzioni più profonde della scarpata continentale con orientazione circa N – S, al di fuori della copertura dei rilievi multibeam effettuati nel corso delle due campagne MaGIC “Canale di Sardegna 2009” e “Sardegna 2010”.

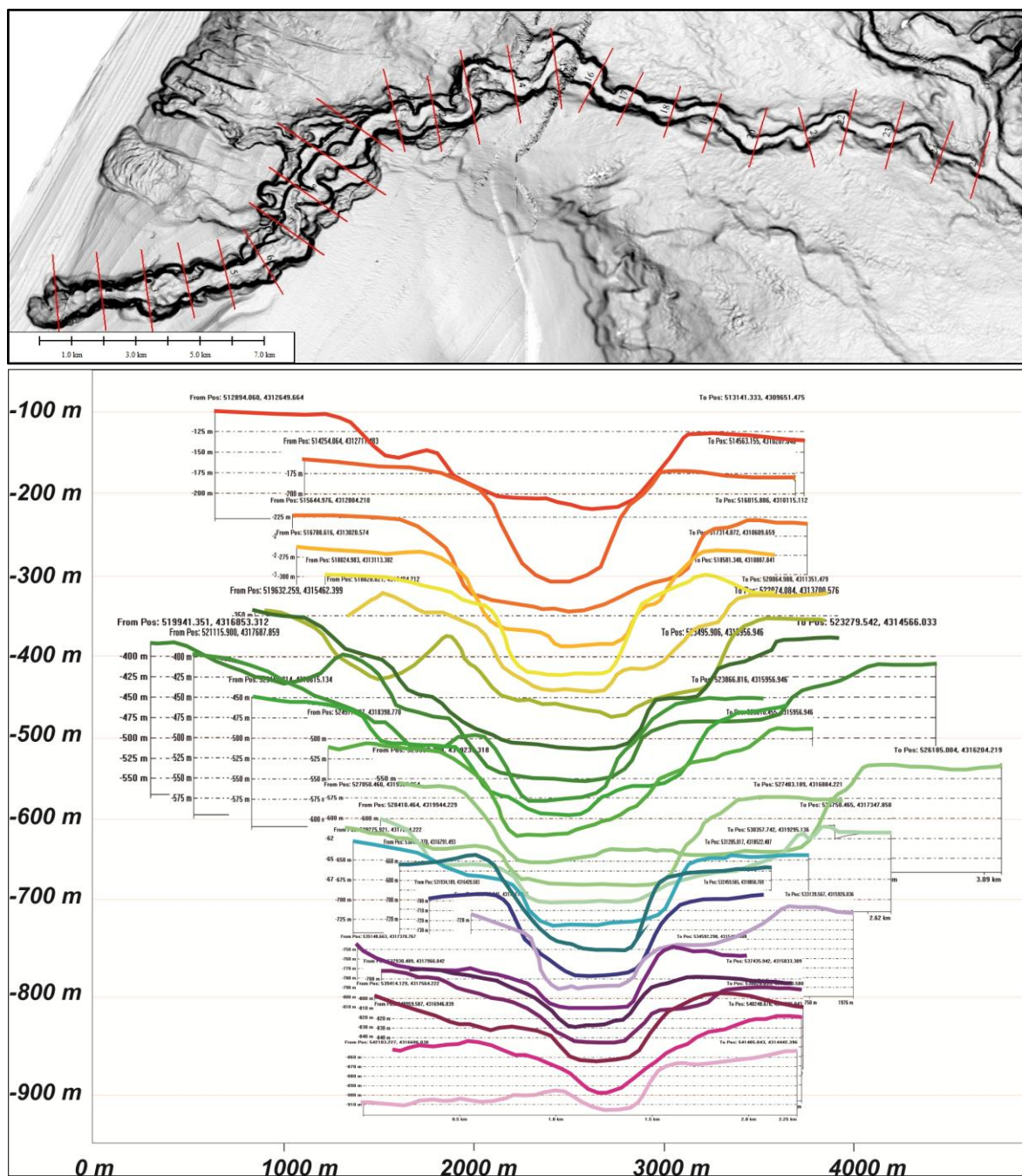


Figura 55 – Rappresentazione delle sezioni trasversali al Sarroch canyon utilizzate per l'analisi dei parametri morfometrici del sistema. Le sezioni sono state prodotte ad intervalli di 1000 m perpendicolarmente alla direzione del thalweg.

Nel sistema Sarroch canyon è stata prodotta l'analisi dei parametri morfometrici attraverso lo studio di profili geometrici perpendicolari al thalweg misurati ogni 1000 metri. È ben visibile anche dalla Figura 55 la suddivisione in tre aree omogenee proposta per lo studio di dettaglio del canyon.

Si rileva un primo trend a quote più elevate in cui la sezione risulta caratterizzata da ampiezze comprese tra i 1000 ed i 1500 m, con fondo ad U e sponde simmetriche.

Il trend II è rappresentato nel settore centrale del canyon, nell'area caratterizzata dalla presenza di meandri e terrazzi maggiormente sviluppati; i fianchi in questo settore si presentano fortemente asimmetrici, a causa della presenza di una vasta area ad erosione diffusa nel settore superiore della scarpata continentale.

Il trend del settore più profondo evidenzia un nuovo restringimento del canyon, caratterizzato da fianchi simmetrici con pendenze variabili tra i 15° e i 22°.

Il progressivo restringimento della sezione trasversale del Sarroch Canyon è da mettere in relazione, oltre che a causa di un leggero aumento del gradiente del thalweg, al diverso contesto dinamico in cui si colloca. Infatti in prossimità delle sponde nel settore profondo non si rilevano rilevanti processi destabilizzanti che invece controllano le dinamiche evolutive dei settori a quote più elevate. Un'ulteriore ipotesi che giustificerebbe la diversa morfologia, è legata ad un differente tasso di uplift tra i due settori, maggiore in quello più superficiale che diminuisce con l'aumentare della profondità.

Canyon 5:

Il Sarroch Canyon, a differenza degli altri sistemi rilevati nel Golfo di Cagliari, è costituito da un unico canale; il profilo longitudinale presenta un andamento poco articolato, caratterizzato da un graduale decremento della pendenza nel corso del suo sviluppo. È presente un Knickpoint principale seppur poco marcato, e sono state isolate sei aree con omogenee caratteristiche di gradiente e geometria (Figura 57).

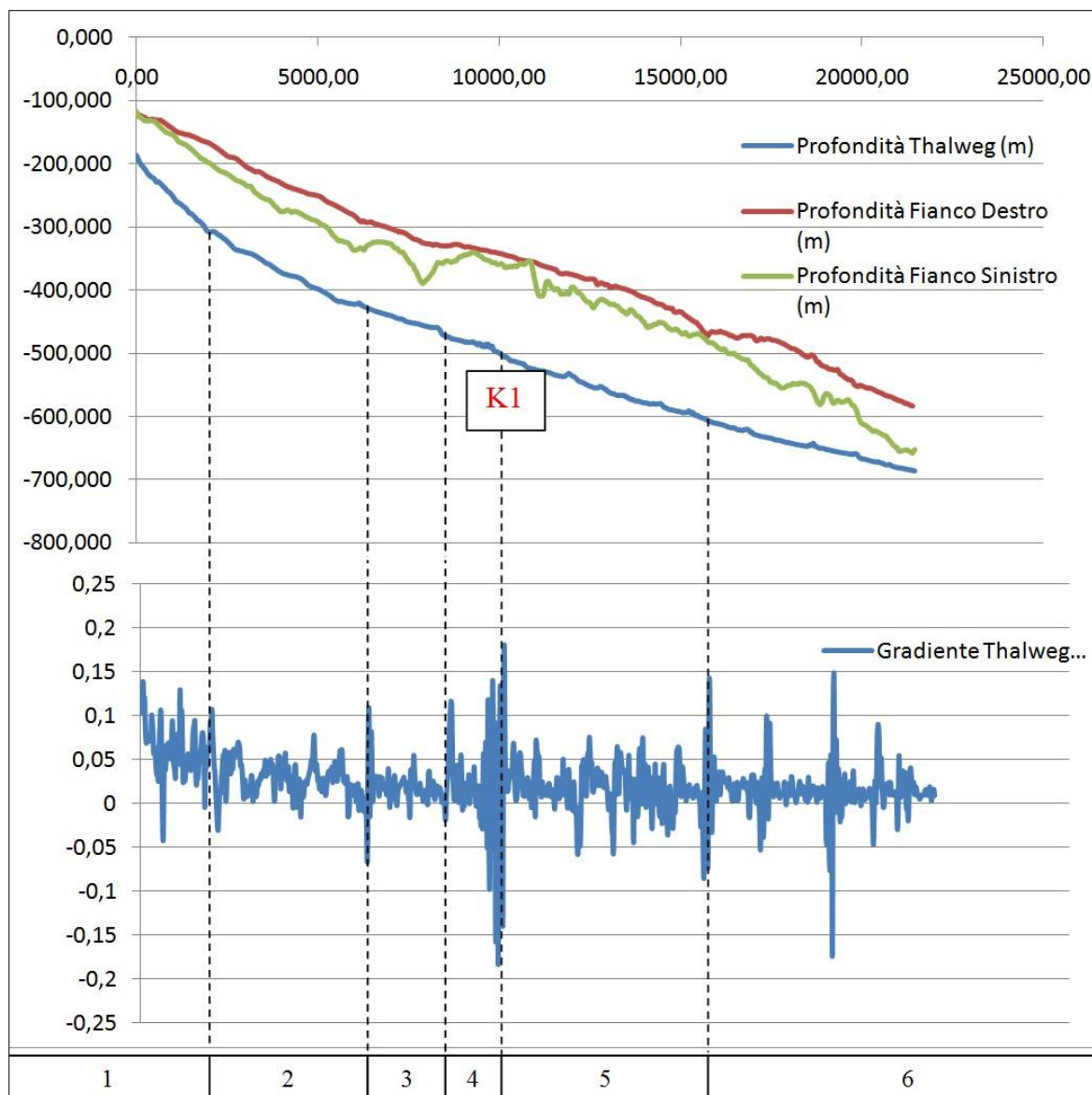


Figura 56 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 5 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. Sono inoltre rappresentati 6 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed il principale Knickpoint (K1).

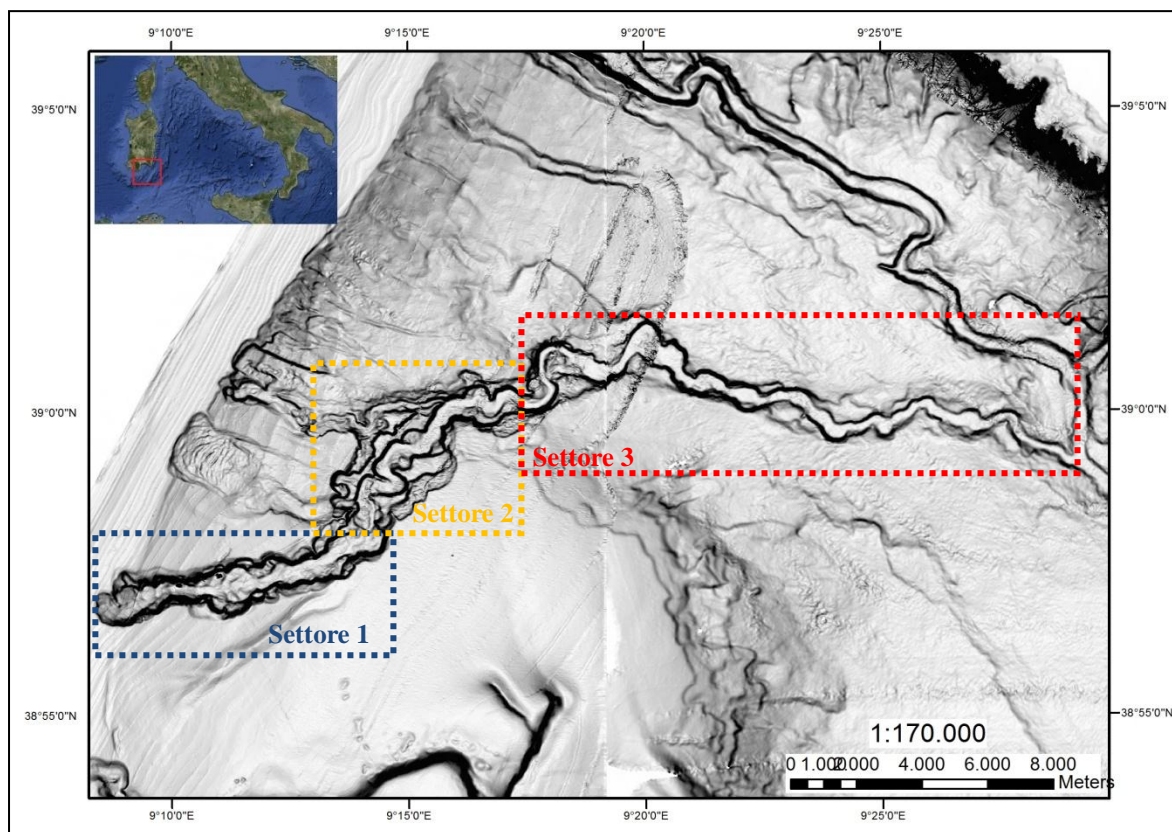


Figura 57 – Sviluppo del canyon 5 all'interno dell'area indagata nei fogli F60_Cagliari e F59_Carbonara, Progetto MaGIC. Sono stati isolati tre settori che raggruppano elementi morfobatimetrici con caratteristiche omogenee.

Il Canyon 5 si sviluppa per una lunghezza di circa 38 km, dai -110 m ai -920 m di profondità, dove si trova la sua sezione di chiusura in corrispondenza all'intersezione con il Sant'Elia – Foxi Canyon. Il profilo longitudinale presenta una geometria concava verso l'alto caratterizzata da valori del gradiente che passano gradualmente da 6° nella porzione superiore a 0.8° in quella più profonda.

Nella parte superiore, occupata dalla testata del Canyon, e per uno sviluppo di circa 9 km (Settore 1 Figura 57), le pareti sono fortemente inclinate ($18 - 28^\circ$) e seguono un andamento quasi rettilineo, con orientazione circa Nord 80. Le sezioni trasversali S1, S2 ed S3 (Figura 60) evidenziano un profilo ad "U", indice di un'attività erosiva di modesta entità. In corrispondenza della sezione S2 la pianta del canyon evidenzia un allargamento del profilo, con un corrispondente incremento dello spazio di accomodamento per i sedimenti. In questa zona il deposito di fondo canale presenta spessori maggiori, con una morfologia superficiale condizionata da eventi di slumping con dislivelli di circa 15 metri misurati lungo la sezione S4 (Figura 59 e Figura 60).

La porzione centrale del Canyon 5 presenta un andamento meandriforme molto articolato (Settore 2 Figura 62), risulta organizzato secondo diversi ordini di terrazzi, da tre a quattro,

osservabili in sezione trasversale nella Figura 65 (S5). Risulta orientato circa N 40 in uno sviluppo di circa 5 km, dove il gradiente subisce una riduzione rispetto al settore 1 nonostante la sezione trasversale mantenga un profilo ad “U”; non è sempre rilevabile l’incisione assiale del Thalweg. Nella porzione centrale del settore 2 si rileva un allargamento considerevole della sezione trasversale (Figura 64 sezione 5), questo settore è sede dei depositi provenienti da fenomeni franosi presenti nel bordo superiore della scarpata, in corrispondenza dei Knickpoint Kp1 e Kp3, in modo particolare dalle due frane significative descritte nell’apposito capitolo di questo testo. Sono stati rilevati tre depositional mounds in prossimità dei margini laterali del fondo, alti fino a trentacinque metri.

La porzione più profonda del canyon 5 è compresa nel settore tre, si sviluppa per circa 15,5 km con orientazione circa N 100° e misura nella sezione di chiusura una profondità di -920 m. Anche in questo settore l’andamento è meandriforme, ma a differenza del precedente i terrazzi sono meno sviluppati. Rispetto al settore precedente si evidenzia un restringimento della sezione trasversale, mantenendo il caratteristico profilo ad “U” del fondo del canyon, dove è sempre ben visibile l’incisione assiale del thalweg. Sono presenti alcuni accumuli di sedimento intracanalare interpretati come Depositional mound e Meander bar, anche di rilevanti dimensioni, aventi superficie fino ad un km² e spessori di 40 m, interpretabile come un sistema a bassa energia con modesto trasporto solido.

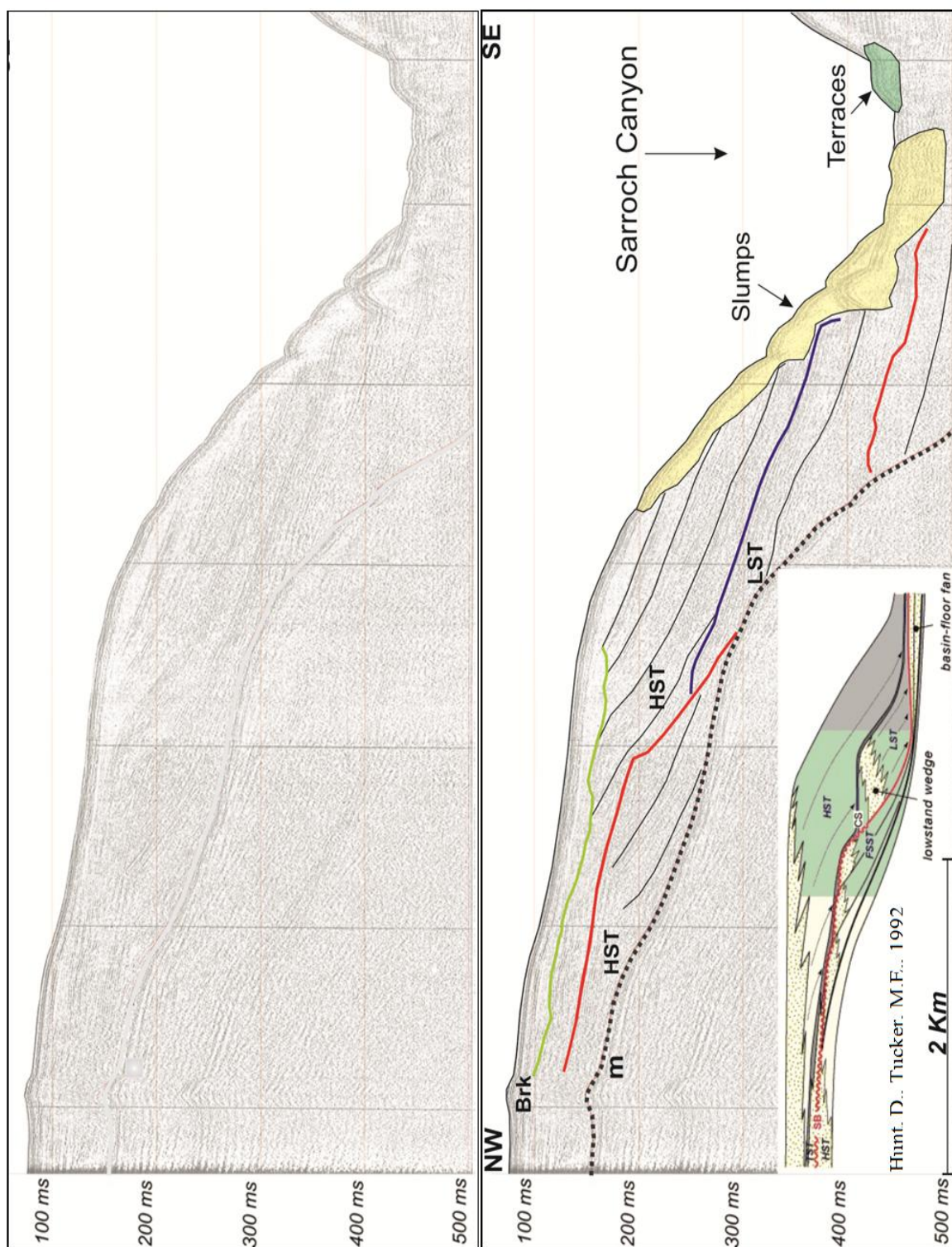


Figura 58 – Profilo Sparker 1 kJ ed interpretazione del settore Piattaforma - Scarpata Continentale del Golfo di Cagliari, campagna 6 PL 77/3. Coordinate NW: 38° 58,091' N, 9° 8,686' E; SO: 38° 56,599' N, 9° 11,773' E. La sezione evidenzia il Sarroch Canyon che destabilizza la scarpata superiore per erosione di meandro provocando una successione di eventi gravitativi di massa (Slumps evidenziati in giallo). Le frane interessano sia le strutture deposizionali di lowstand (LST) che quelle di highstand (HST).

Il settore centrale del Sarroch Canyon corre circa parallelamente al bordo della piattaforma continentale (Figura 57), esercitando una importante attività destabilizzante verso le strutture sedimentarie che costituiscono il sistema. Il meccanismo è duplice: da un lato vi è il collasso gravitativo che caratterizza i sedimenti di bordo piattaforma, dall'altro vi è una importante opera di asportazione dalla parte bassa dei depositi per effetto dell'erosione laterale di meandro. Questi processi sono osservabili nell'interpretazione del profilo sparker in Figura 58, dove in giallo sono evidenziati i depositi degli eventi gravitativi che interessano sia le strutture deposizionali di lowstand (LST) che quelle di highstand (HST). In verde è evidenziato un terrazzo intracanalale, da mettere in relazione con le dinamiche di approfondimento del canyon ad opera delle correnti di fondo che trasportano il sedimento verso aree più profonde.

Settore 1:

Il settore 1 del canyon 5 è compreso nell'intervallo di profondità -110 -480 m, e presenta un andamento medio del gradiente di circa 4° nella porzione posta a quota minore che diminuisce in corrispondenza dell'aumento della profondità portandosi a valori prossimi a $2,5^\circ$ nel tratto terminale.

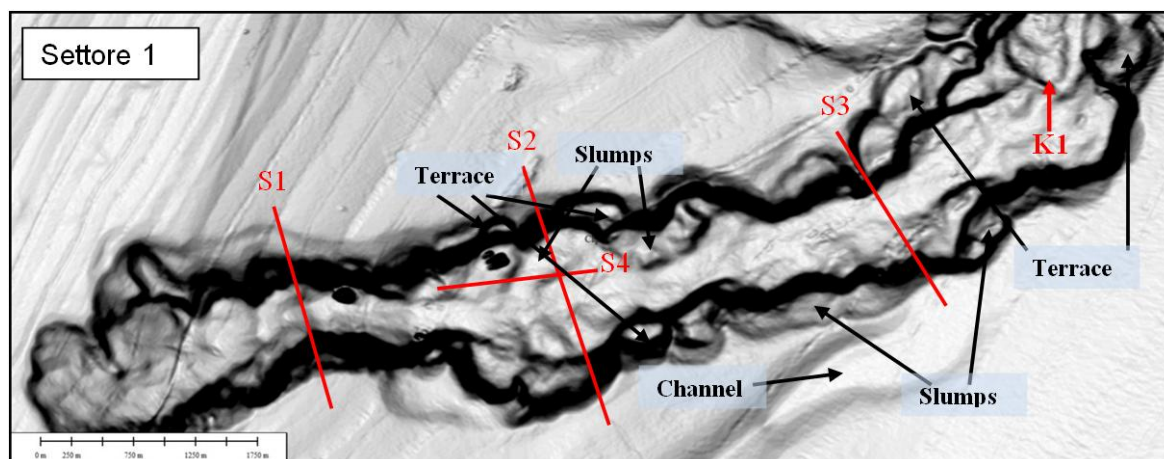


Figura 59 - Sviluppo del canyon 5, Settore 1. Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). In figura vengono indicati i principali lineamenti morfologici discussi nel testo ed il principale Knickpoint K1.

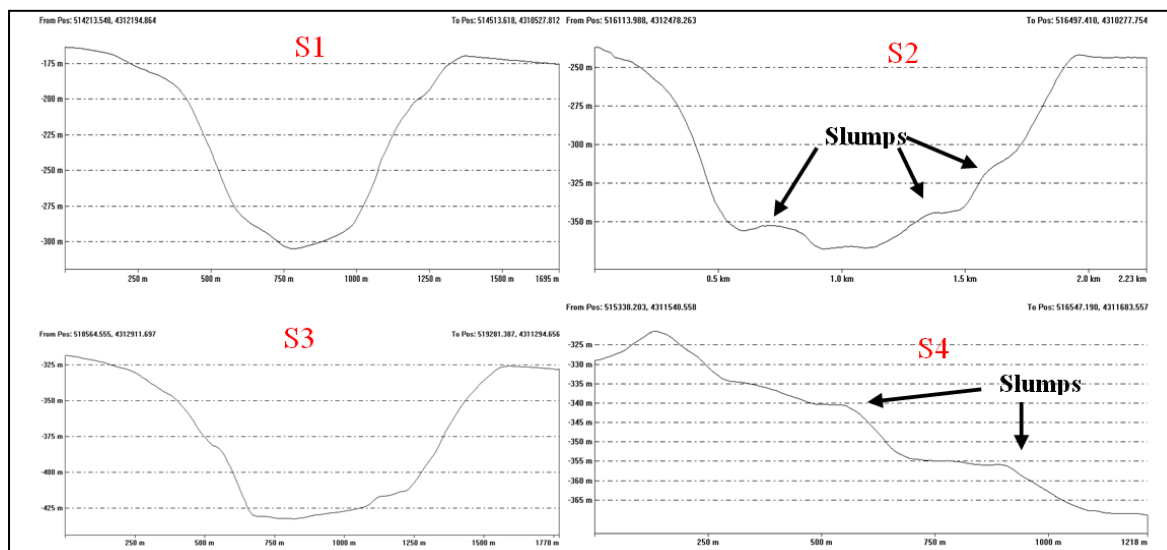


Figura 60 – Sezioni trasversali del canyon 5. Settore 1. Sono evidenziati i fenomeni di Slumping presenti all'interno del canyon, l'ubicazione delle sezioni è indicata in Figura 59.

Dalla geometria delle sezioni trasversali al canyon è possibile distinguere una porzione superiore dei fianchi meno ripida ed una porzione inferiore caratterizzata da pendenze maggiori (Sezioni S1, S2, S3 Figura 60).

Come evidenziato anche dai dati batimetrici, questa differenza è legata alla concentrazione dell'instabilità gravitativa nella parte superiore dei fianchi. Processi gravitativi di tipo slumping sono presenti anche nella porzione inferiore dei fianchi, principalmente in corrispondenza delle aree in cui la sezione del canyon si allarga (Sezioni S2 ed S4 Figura 60). Principalmente lungo il versante settentrionale sono presenti piccole nicchie ad anfiteatro caratterizzate da piccoli terrazzi dell'ordine di grandezza di circa 500 m; il dislivello tra di essi raggiunge quote dei 50 m. Lungo il versante meridionale è presente una piccola cresta, debolmente accennata, alta circa 10 m ed allungata parallelamente al canyon per uno sviluppo di circa 1000 m (sezione S1 Figura 61), che separa l'attuale sistema da un canale presumibilmente abbandonato e sospeso 100 m rispetto all'attuale thalweg.

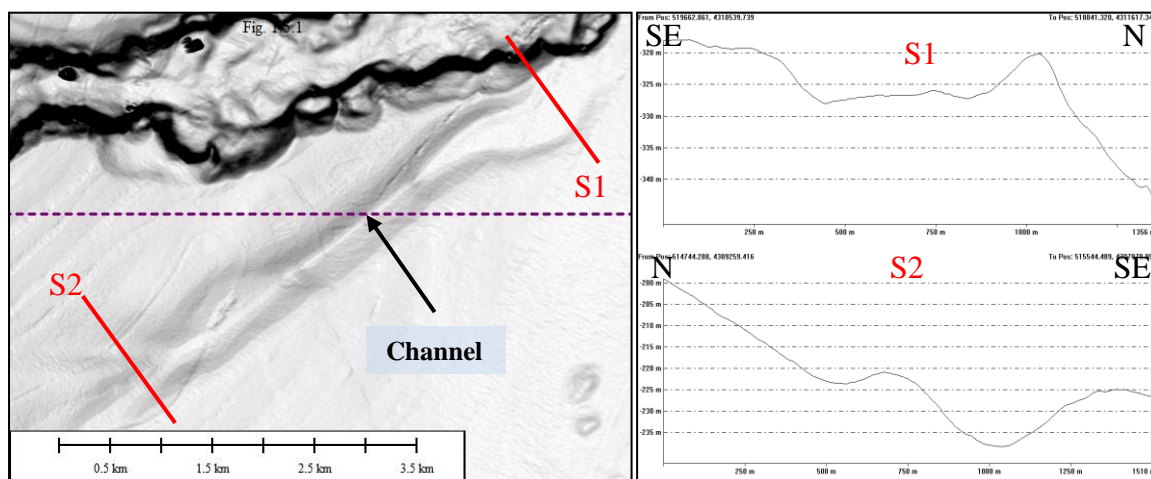


Figura 61 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). Sviluppo del canale tributario al Sarroch Canyon, sezioni e loro ubicazione in pianta.

La testata del Canyon 5 è localizzata nella porzione centro - meridionale del Foglio 60 Cagliari, rilevata alle coordinate 38° 59' 43.1929" N; 9° 13' 7.4447" E, ed è posizionata ad una distanza minima di circa 11 km dalla costa, in questo punto è stata misurata una quota di -103 m. La testata è del tipo “ad anfiteatro” divisa in due lobi, il più importante risulta in continuità con il resto dello sviluppo, mentre il secondo si innesta nel versante settentrionale con orientazione E – O. Include una serie di solchi erosivi che fungono da collettore per i sedimenti che migrano tra il ciglio della scarpata ed il ramo principale del canyon; ha un'estensione di circa 2,2 km² con larghezza massima di 1,7 km.

Sono presenti due nicchie di distacco e terrazzi di diverso ordine nel bordo del canyon, alla base dei quali è presente un deposito intracanal.

Il canyon mostra una tendenza retrogressiva della testata e ha inciso la piattaforma andando oltre il ciglio della stessa di circa 900 m.

Questo canale si sviluppa con un andamento rettilineo per circa 6,5 km, è caratterizzato da un'ampia sezione trasversale in cui il fondo assume una geometria concava ad "U"; il cambiamento della geometria della sezione nella porzione centrale si rispecchia anche nel fondo, che passa dal profilo ad "U" ad un profilo a "V" seppur poco marcato, per poi riallargarsi nella porzione terminale. Questo lineamento riprende la direzione del settore intermedio del canyon 5 (settore 2), circa 40° N.

Settore 2:

Il settore 2 condivide come elemento morfologico di separazione con il settore 1 il Knickpoint K1 (Figura 59), un gradino alto circa 15 m che alla base presenta un *plungepool* appena accennato. Si estende per circa 5 km, nell'intervallo di profondità -480 -590 m, ed è caratterizzato da un andamento meandriforme molto articolato, con il fondo che presenta una geometria concava verso l'alto e gradiente medio di 2° (Figura 56).

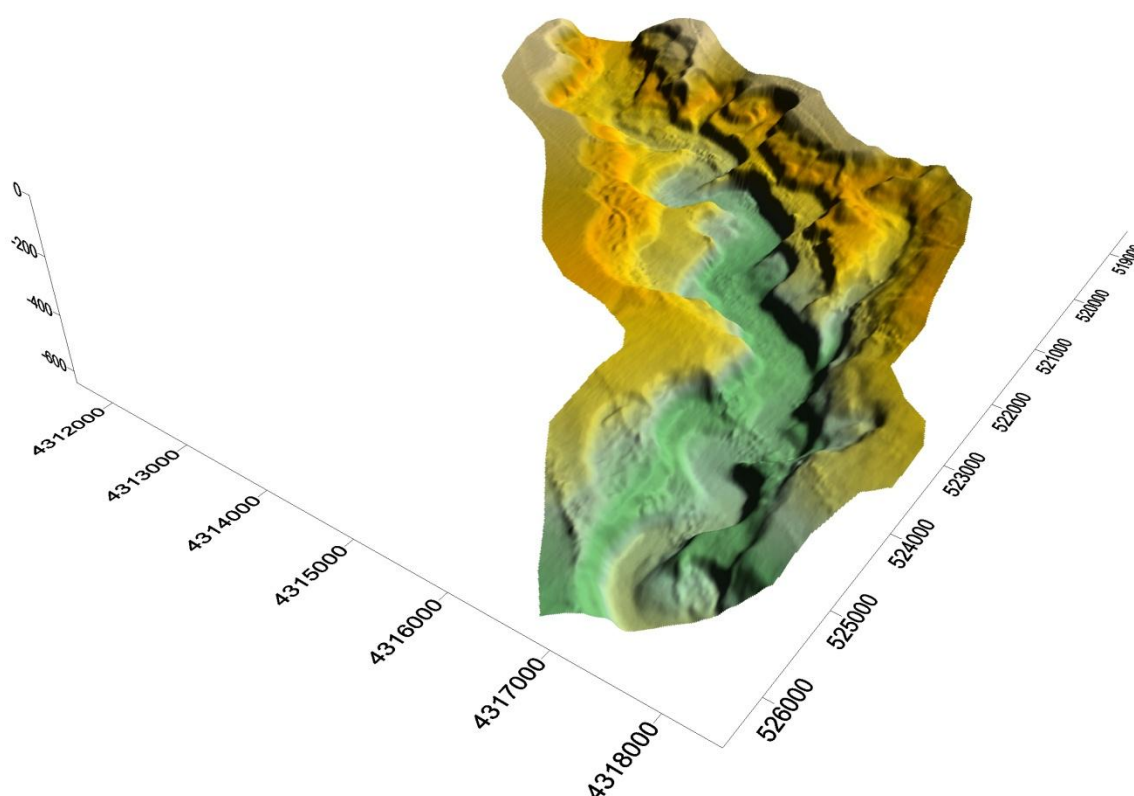


Figura 62 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 2 canyon 5. Sono ben visibili i meandri che caratterizzano il settore e i diversi ordini di terrazzi.

I meandri che si trovano in questo settore risultano molto stretti nella porzione iniziale e più ampi nella porzione terminale. La differenza morfologica con il settore 1 deriva principalmente dalla differenza di gradiente, la diminuzione della pendenza media porta ad un processo evolutivo meandriforme piuttosto che rettilineo, caratterizzato a sua volta da pendenze maggiori e velocità dei flussi di conseguenza superiori.

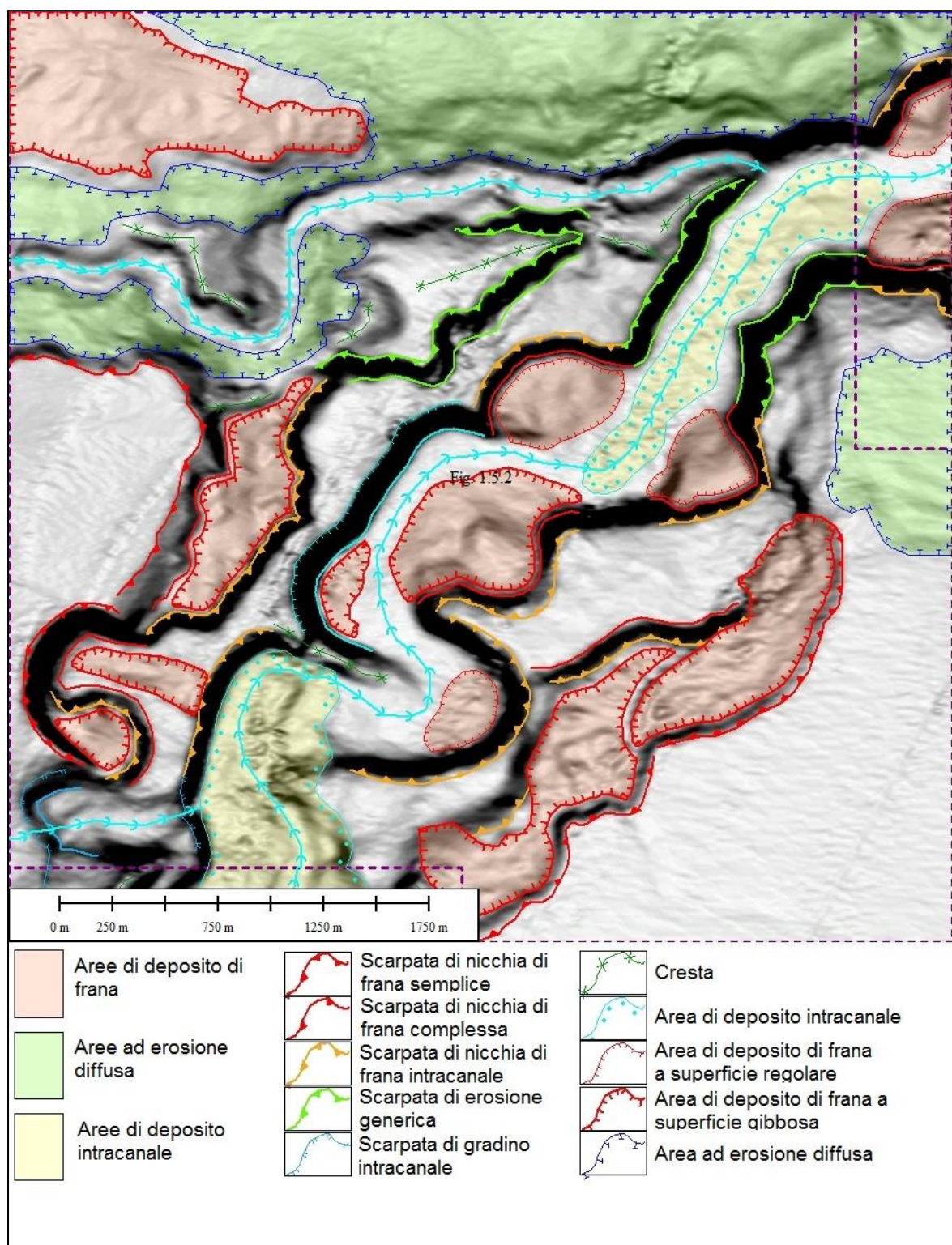


Figura 63 – Cartografia geomorfologica di dettaglio sulla base del rilievo ombreggiato (esagerazione verticale 3X) del settore 2 canyon 5. Sono rappresentate le evidenze che caratterizzano il settore, come le diverse nicchie di distacco dei corpi di frana, i relativi depositi e le aree ad erosione diffusa.

L'analisi geomorfologica di dettaglio mette in evidenza le diverse aree caratterizzate da dinamiche di erosione diffusa; sono state rilevate numerose nicchie di distacco relative a frane semplici, complesse, ed intracanalate con la presenza dei rispettivi depositi da evento al piede o nel fondo del canale.

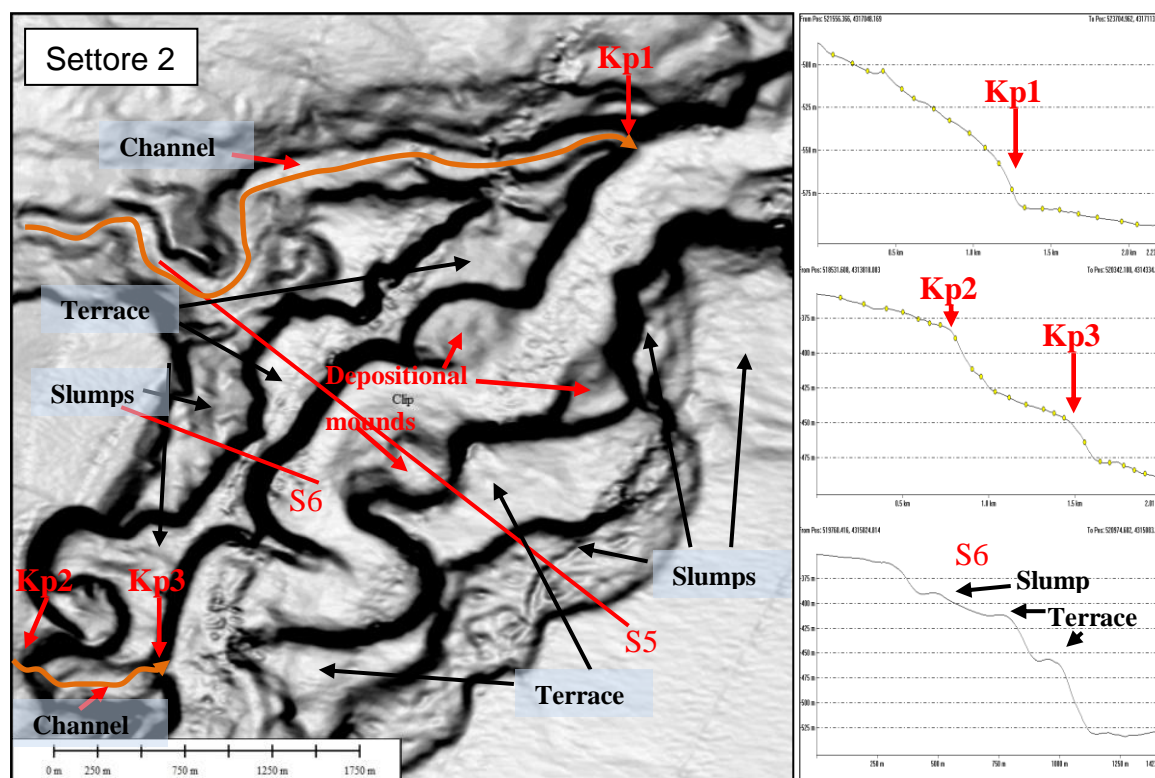


Figura 64 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). Sviluppo del canyon 5. Settore 2. In figura vengono indicati i principali lineamenti morfologici discussi nel testo, i knickpoint Kp1, Kp2, Kp3, i Depositional mounds le sezioni trasversali S5 ed S6 e la loro ubicazione.

La sezione S5 in Figura 65 mostra il profilo ad “U” del canyon; il fondovalle risulta ricoperto da una coltre detritica che presenta potenze nell’ordine dei 5 m, distribuita in funzione del giusto ordine di energia. Sono stati rilevati diversi Depositional mounds (Figura 64) che occupano generalmente la parte convessa del meandro; queste strutture hanno dimensioni di circa 0,5 km² e spessori fino a 10 m.

Nella sezione sono rappresentati almeno tre diversi ordini di terrazzi, originati dalla reincisione dei depositi in relazione a movimenti tettonici recenti.

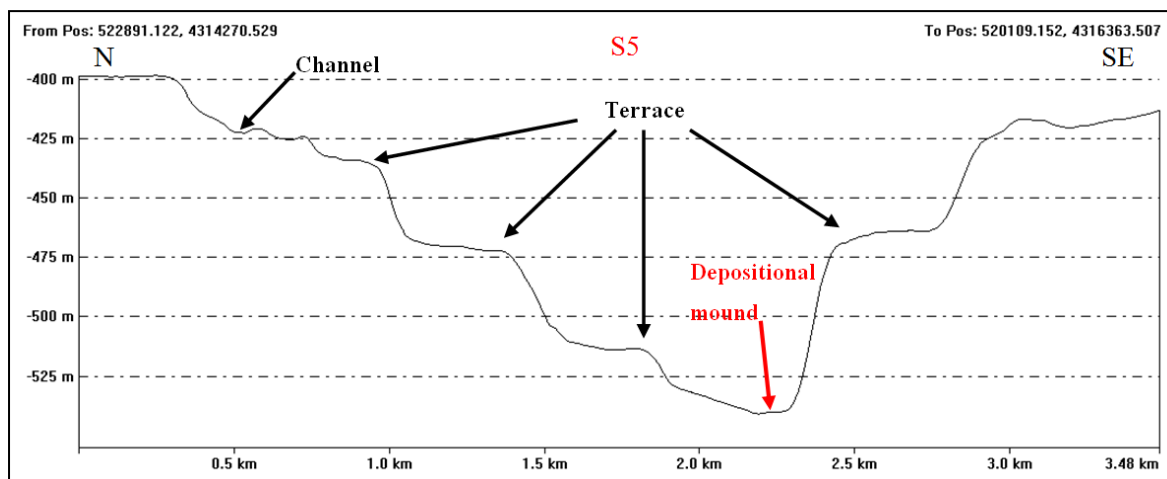


Figura 65 - Sezione S5 del canyon 5, Settore 2. Sono evidenziati i terrazzi, un Depositional mound, ed il canale tributario Channel 1. L'ubicazione è indicata in Figura 64.

In questo settore è stata riscontrata una evidente dissimmetria dei fianchi, il fianco destro risulta molto più marcato e ad una quota molto superiore rispetto al fianco sinistro (Figura 56), il ciglio è più netto e le pendenze sono maggiori. Questa disposizione, ben osservabile anche dalla sezione S5 (Figura 65), è causa dei processi gravitativi ospitati nella scarpata superiore alla sinistra del Canyon. All'interno del golfo di Cagliari è questo il settore che presenta la morfologia a terrazzi più articolata, sono presenti fino a quattro ordini, con gradini alti anche 70 m. Sulle superfici terrazzate, soprattutto in quelle a quote e pendenze maggiori, sono ben evidenti fenomeni di instabilità gravitativa (slumping).

La scarpata superiore ed il ciglio della piattaforma sono interessate in prossimità del canyon 5 da intensi fenomeni erosivi che interessano diffusamente grandi aree. In questo contesto di erosione diffusa si inseriscono due frane significative, descritte nell'apposita sezione di questo lavoro ed identificate come "Frana Significativa 1" e "Frana Significativa 2", le quali interessano volumi di sedimento complessivamente intorno ai 100 Milioni di m². Il sedimento proveniente da queste aree viene captato all'interno del canyon tramite il raccordo di due canali, il Channel 1 ed il Channel 2 (Figura 64), rielaborato e trasportato dalle correnti verso le porzioni più profonde della scarpata superiore.

Il Channel 1 è un vero e proprio tributario del canyon 5, lungo 4,5 km e compreso in un dislivello di 250 m, converge nel canale principale ad una quota di -575 m in corrispondenza del Knickpoint Kp1 con un salto batimetrico di 25 m. Anch'esso presenta un profilo di fondo caratteristico ad "U", ed è caratterizzato da una pendenza media di 2,5°. Il suo percorso risulta sub parallelo allo scorrimento del canyon, ed è separato da esso da una cresta residuale isolata che corre parallelamente ai due sistemi, alta 130 m rispetto al thalweg del Can 5.

Il raccordo tra la “Frana Significativa 2” e la porzione profonda del settore 2 è rappresentato da un canale tributario lungo 850 m e larga 350 m, nel quale il materiale detritico transita e svolge modesti processi erosivi (Figura 66), direttamente connessa ad un più grande sistema proprio del piede della frana.

Il passaggio da un sistema all’altro avviene attraverso due Knickpoint consecutivi, il Kp2 ed il Kp3, il quale, ad una quota di -470 m, segna la connessione al canyon con un salto batimetrico di 35 m.

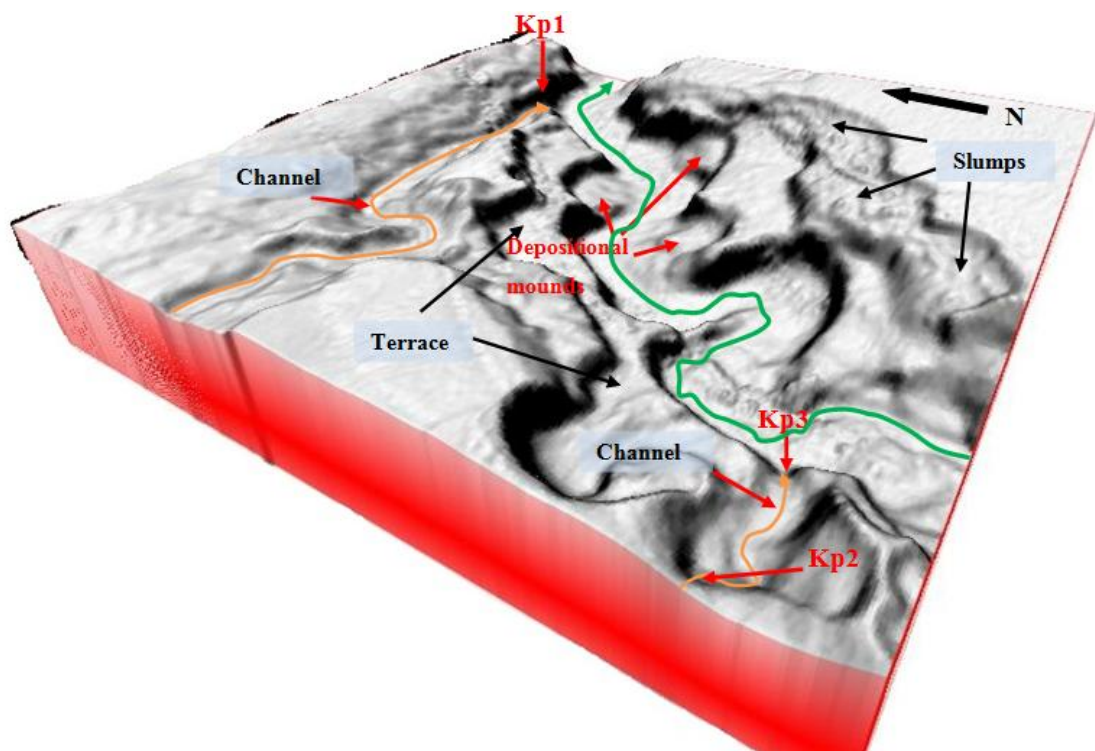


Figura 66 – Rappresentazione tridimensionale del Settore 2, canyon 5. In figura vengono indicati i principali lineamenti morfologici discussi nel testo, i knickpoint Kp1, Kp2, Kp3 ed i Depositional mound.

Settore 3:

A valle del settore precedentemente descritto si trova il settore 3, il quale rappresenta la porzione terminale del canyon 5 rilevato nell'ambito di questo lavoro. Si sviluppa da una profondità di -590 m per arrivare alla sezione di chiusura ad una quota di -920 m, attraverso uno sviluppo di 17 km e con una pendenza media di 1° ; l'andamento costante della pendenza risulta interrotto alla quota di -655 m in prossimità del knickpoint Kp4, dove il Thalweg subisce un salto batometrico di poco inferiore ai 10 m e si osserva un incremento della pendenza media da 1° a $1,3^\circ$. Anche questo tratto del canyon 5 risulta caratterizzato dalla presenza di meandri e terrazzi, ma a differenza del precedente in questo settore si rileva fino ad un massimo di due ordini di terrazzi.

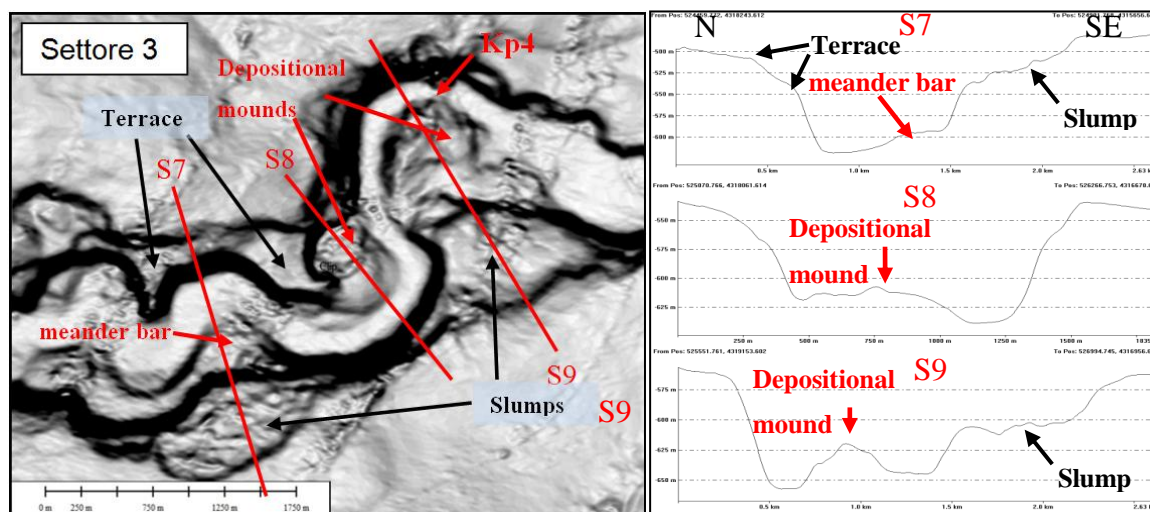


Figura 67 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) del canyon 5 Settore 3. In figura vengono indicati i principali lineamenti morfologici discussi nel testo, le sezioni trasversali S7, S8 ed S9 e la loro ubicazione.

La sinuosità dei meandri è meno marcata rispetto a quelli rilevati nel settore 2, ma la morfologia del canale riprende le medesime caratteristiche. La sezione trasversale mantiene un profilo del fondo a “U”, seppur fortemente asimmetrico e condizionato dalla presenza di grandi quantità di corpi sedimentari organizzati secondo diverse forme come ad esempio *Depositional mound* e *Meander bar* (Figura 67, sezioni S7, S8 e S9).

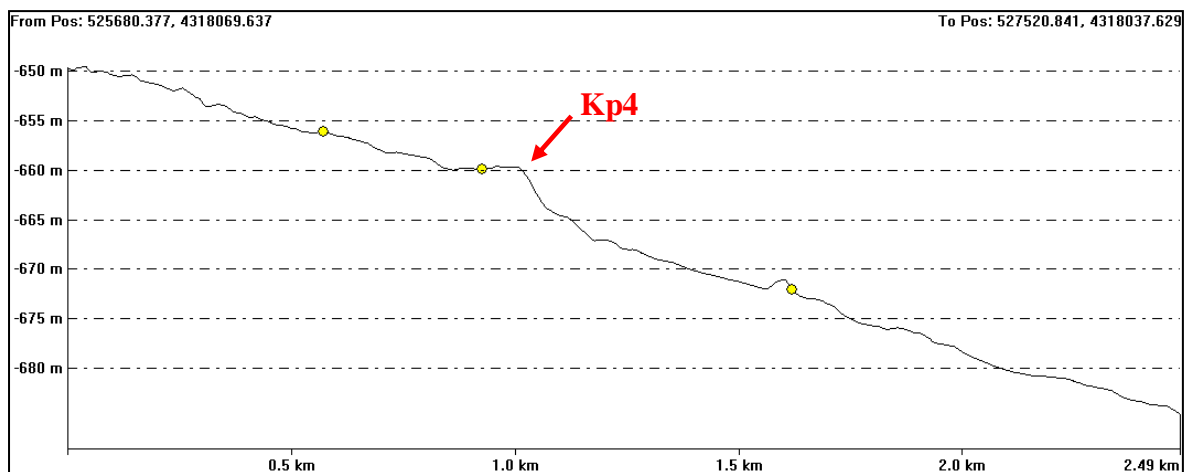


Figura 68 - Profilo longitudinale ultimo tratto del canyon 5. Settore 3. È evidenziato il Knickpoint Kp4 che genera un salto batimetrico di 8 m.

Sono numerosi i terrazzi caratterizzati da processi di slumping; queste dinamiche si impostano prevalentemente nella porzione più alta dei fianchi del sistema (Figura 69).

In questa rappresentazione tridimensionale del settore sono inoltre ben visibili diffusi fenomeni di slumping. Si tratta di movimenti di limitata entità che creano accumuli instabili o destabilizzanti sulle zone in cui vanno a gravare come anomali sovraccarichi.

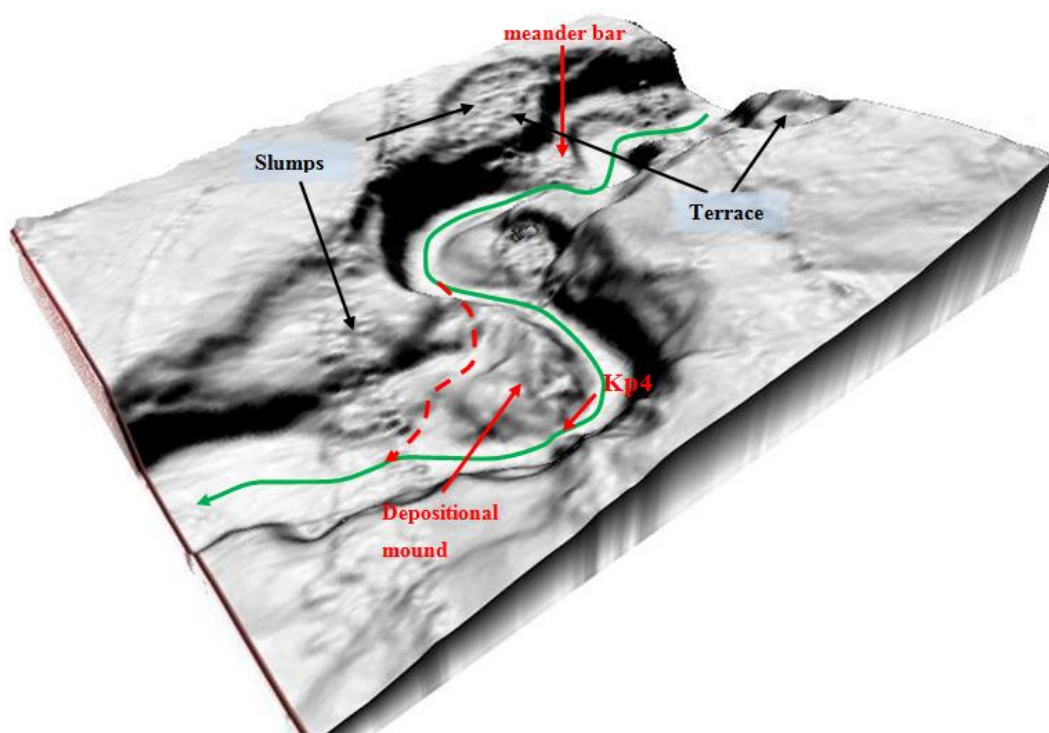


Figura 69 – Rappresentazione tridimensionale del Canyon 5, settore 3. Ipotesi evolutiva del thalweg. In verde il thalweg attuale; tratteggiata in rosso la probabile evoluzione con abbandono del vecchio canale ed incisione di un nuovo percorso.

6.4 ANALISI QUANTITATIVA DEL PULA CANYON

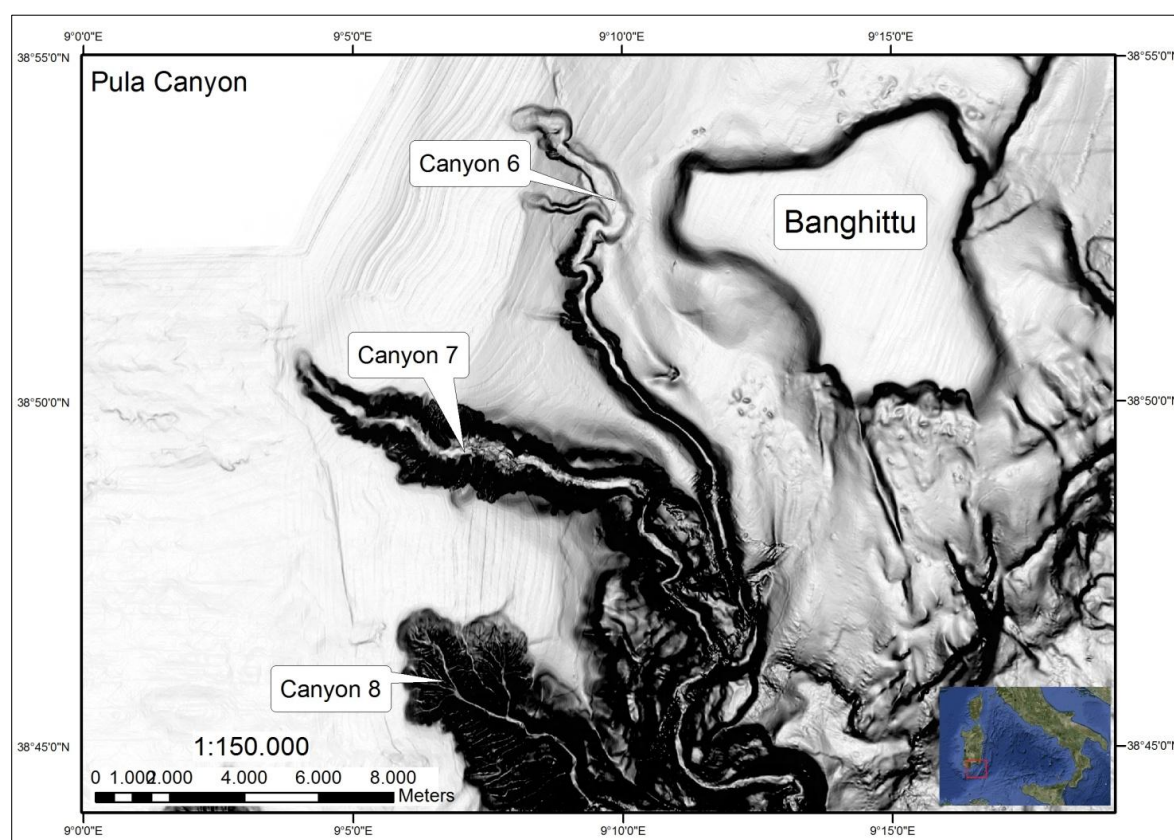


Figura 70 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Inquadramento geografico dello sviluppo del Pula Canyon all'interno dell'area indagata.

Il Pula Canyon rappresenta il sistema di canyon più meridionale dell'area oggetto di studio. È costituito da tre diversi canali, che verranno successivamente analizzati singolarmente sotto il profilo morfometrico, geodinamico e geomorfologico, identificati procedendo da NE a SW come *Canyon 6*, *Canyon 7*, *Canyon 8* (Figura 70).

Le testate dei rami che compongono il Pula Canyon incidono il bordo delle piattaforme, che in questo settore presenta il maggiore sviluppo di tutta l'area indagata, con distanza del ciglio rispetto alla linea di riva fino a 25 km.

Il canyon 7 è quello che evidenzia attualmente le maggiori condizioni di attività, con la testata che si indenta nella Piattaforma Continentale per circa 7 km; il canyon 6 risulta tributario ad esso si immette nel bordo sinistro alla profondità di -700 m. La porzione più profonda del canyon 7 non è compresa nell'area di studio.

Il canyon 8 è rappresentato all'interno dell'area indagata solo per il settore della testata; la totale assenza di deposito intracanalale e la presenza di una fitta rete di canalizzazioni incise

direttamente sul substrato con geometria del fondo a V, fanno ipotizzare che sia il sistema governato da maggiori condizioni di attività dell'area oggetto di studio.

L'assenza di deposito intracanalare caratterizza in diversa misura tutti e tre i canali che compongono il Pula Canyon, da queste evidenze è possibile affermare che nel settore meridionale del golfo di Cagliari i fenomeni erosivi sono molto più spinti rispetto al settore settentrionale in quanto la zona ha avuto un comportamento geodinamico attivo legato all'evoluzione del bordo occidentale del golfo di Cagliari.

L'analisi morfologica di dettaglio ha evidenziato la presenza di diverse strutture da mettere in relazione al controllo tettonico dell'area.

Lo studio dei parametri morfometrici propri di ciascun sistema comprende:

- il profilo longitudinale dei fianchi e del thalweg di ogni canale, dal quale vengono calcolati profondità e gradiente;
- diversi profili trasversali rappresentanti le zone più significative dai quali vengono estrapolate informazioni sull'altezza di fianchi, larghezza del fondo e della sommità, e della geometria in generale dei canyon;

I parametri di studio sono stati analizzati nelle aree ritenute maggiormente significative allo scopo di rappresentare le variazioni degli stessi lungo il corso dei canyon, fatta eccezione per il calcolo del gradiente e del grado di sinuosità misurato con avanzamento di 1 km.

Le altezze dei fianchi e delle diverse evidenze morfologiche sono misurate in relazione al fondo del Canyon / Canale, ossia come differenza tra la quota del thalweg e quella dell'elemento considerato.

Il grado di sinuosità è stato calcolato come rapporto tra il reale sviluppo in lunghezza del thalweg e la lunghezza della congiungente dei due estremi nel transetto considerato.

Canyon 6:

Il canyon 6 rappresenta il sistema più settentrionale del Pula Canyon; la porzione superiore è caratterizzata da due testate, a partire dalle quali si sviluppano due canali caratterizzati da un elevato rapporto profondità/larghezza. Le due testate sono caratterizzate da diverse dimensioni e morfologia, una ad anfiteatro ed una nastriforme.

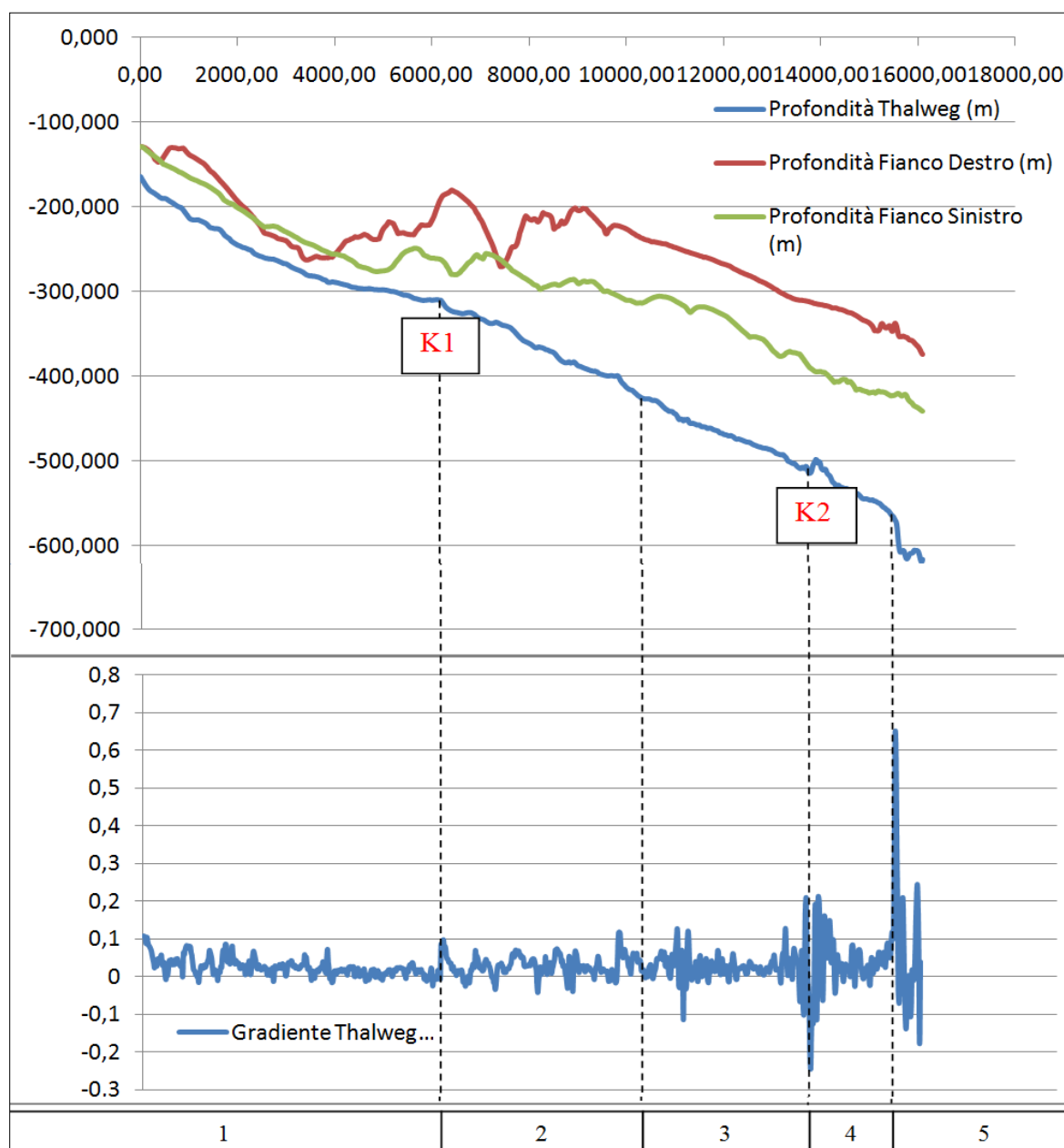


Figura 71 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 6 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 5 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i due principali Knickpoint (K).

Questo lineamento occupa un intervallo batimetrico di 520 m, dalla profondità dei -120 fino alla profondità di chiusura di -640 misurata in corrispondenza dell'immissione nel fianco sinistro del canyon 7. Si sviluppa in direzione circa N – S nella scarpata superiore, isolando il lembo residuale di piattaforma continentale rappresentato dall'alto strutturale di “Su Banghittu”, dalla piattaforma del Golfo di Cagliari.

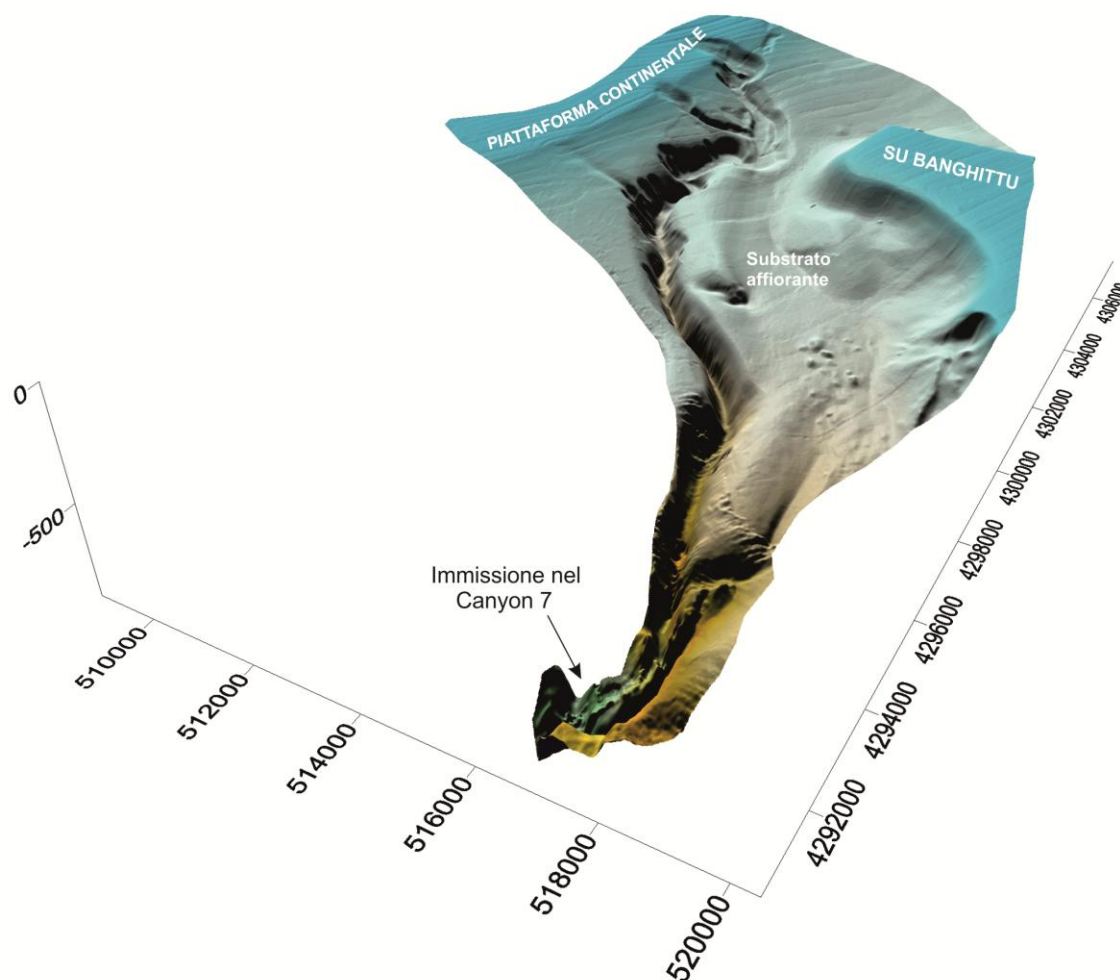


Figura 72 – DTM (Digital Terrain Model) dello sviluppo del Canyon 6, Pula Canyon. Il rilievo strutturale di “Su Banghittu” è isolato dal resto della piattaforma ad opera del canale 6.

La vista in pianta evidenzia un andamento sinuoso, con uno sviluppo totale di 20 km; dallo studio del profilo longitudinale del thalweg sono stati riconosciuti due Knickpoint principali (K1 e K2 Figura 71). Il gradiente mantiene un andamento quasi costante in tutto lo sviluppo, con valori che oscillano tra i 2° ed i 5°, fatta eccezione per il tratto corrispondente al Knickpoint K1 dove si misurano valori anche inferiori al grado.

Questa zona rappresenta il punto di separazione dei due settori che sono stati isolati allo scopo di descrivere nel dettaglio il lineamento.

La parte superiore, occupata dalle testate del Canyon, si sviluppa per circa 7,3 km, fino alla profondità di -340 m (Settore 1 Figura 57);

Il profilo longitudinale del thalweg evidenzia una concavità verso l'alto e segue un andamento sinuoso, quasi meandriforme, con orientazione media di circa Nord 150°, le pareti sono caratterizzate da un'inclinazione fino ai 24°. La geometria dei profili trasversali evidenzia un profilo ad "U" del fondo, in cui è presente una piccola coltre di deposito intracanalale.

Nel settore 2 il profilo longitudinale del thalweg mantiene un andamento molto inclinato, che si mantiene costantemente intorno alla media di 2°, fino all'intersezione del Knickpoint 2, oltre il quale si ha l'immissione nel canyon 7 attraverso un importante salto batimetrico di circa 150 m. I fianchi in questo settore si mantengono paralleli al fondo del canale, rispettivamente a quota di +120 m per il fianco sinistro e +170 m per il fianco destro.

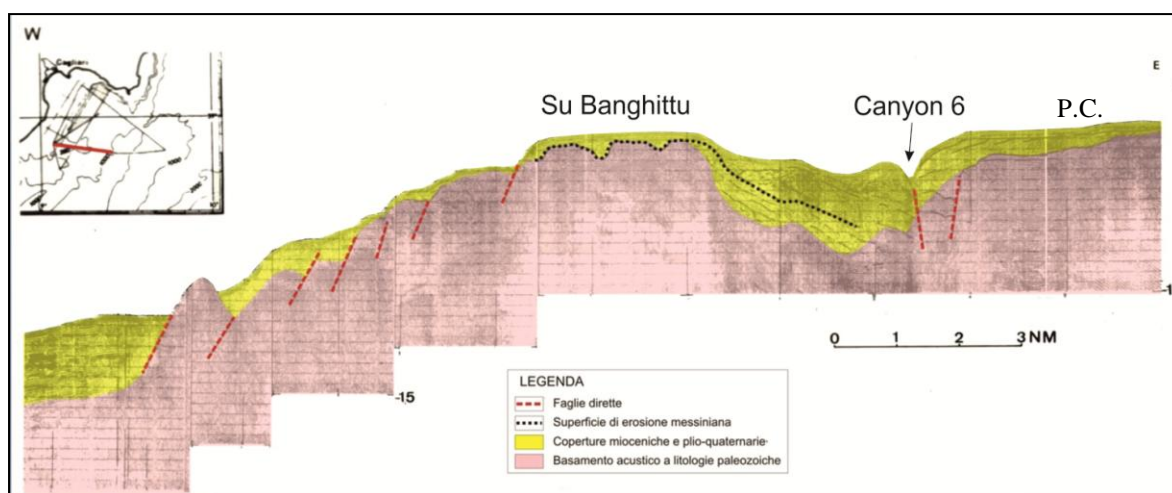


Figura 73 – Profilo sparker 6 kJ, relativo al bordo occidentale del Golfo di Cagliari. È ben visibile, da ovest verso est, un bacino derivante da un sistema a graben impostato su diverse strutture tettoniche, che isola il rilievo strutturale di Banghittu, colmato da sedimenti miocenici e plio-quadernari (da Fanucci et alii, 1976).

Lo studio della sezione sismica sparker 6 kJ proposta in Figura 73, relativa al bordo occidentale del Golfo di Cagliari, evidenzia un sistema a graben che isola l'alto strutturale di "Su Banghittu" da resto della piattaforma continentale, generando un bacino di sedimentazione colmato da depositi miocenici e plio quadernari. Nel margine occidentale di questo bacino si sviluppa il canyon 6, che risulta impostato in corrispondenza di una famiglia di faglie e di conseguenza il controllo delle dinamiche che lo governano risulta a carattere tettonico.

Settore 1:

Il settore 1 è compreso tra il bordo della piattaforma continentale ed il gradino morfologico K1. Le testate del Canyon 6, sono localizzate nella porzione centro - meridionale del Foglio 60 Cagliari, con coordinate $38^{\circ} 54' 0.7256''$ N $9^{\circ} 08' 39.3310''$ E l'una e $38^{\circ} 52' 56.6531''$ N $9^{\circ} 08' 17.6390''$ E quella di dimensioni minori, sono posizionate ad una distanza minima di circa 14 km dalla costa; in questo punto la quota è -125 m.

La prima testata, del tipo “ad anfiteatro”, incide il bordo superiore della scarpata, producendo una indentazione nella piattaforma profonda 1400 m, portando il ciglio originariamente posto intorno ai -150 m ad una quota di -125 m; ha un'estensione di circa $1,5 \text{ km}^2$ con larghezza massima di 900 m.

Il canyon mostra una tendenza retrogressiva in ambedue le testate, nonostante quella più meridionale sia di dimensioni minori e mostri un'indentazione di circa 500 m, fino ad una profondità di -125 m.

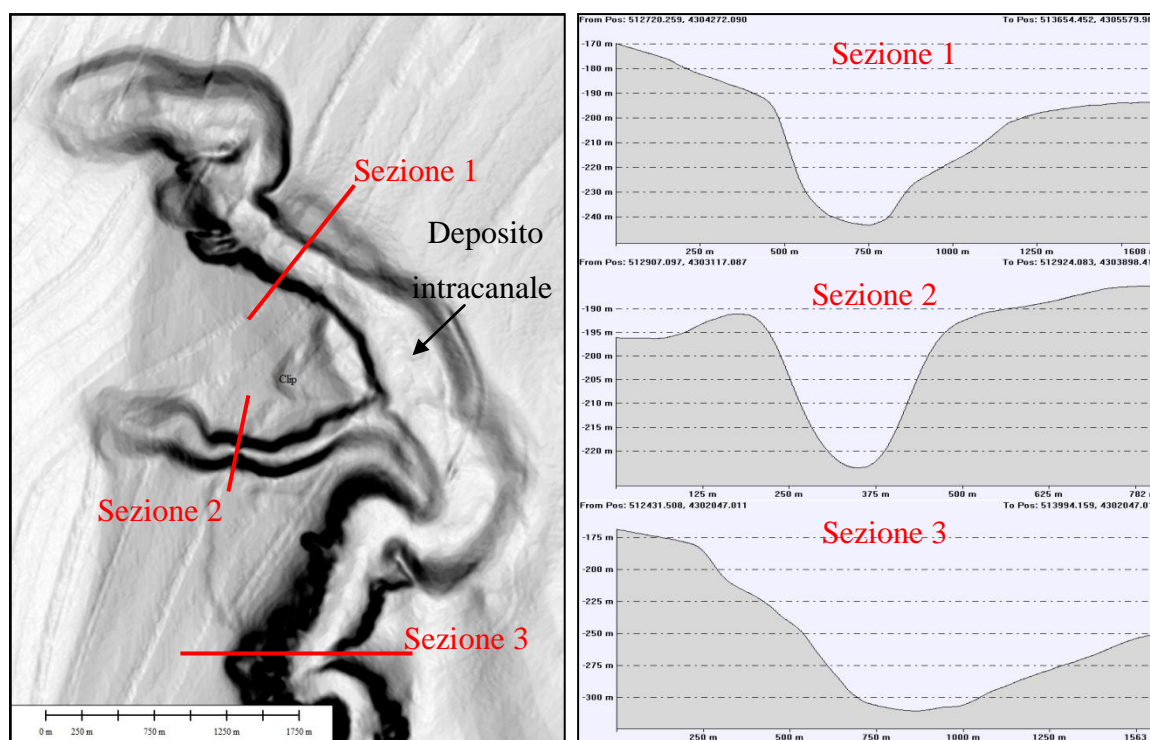


Figura 74 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X).Settore 1 canyon 6. In figura sono riportate le sezioni trasversali in prossimità delle testate Sezione 1 e 2, la Sezione 3 in prossimità della profondità di chiusura e la loro ubicazione.

La testata più settentrionale è quella da cui parte il ramo principale del canyon, che si sviluppa dalla profondità di -125 m fino al gradino morfologico K1 alla profondità di -340

m, per una lunghezza complessiva di 7,3 km, occupando il settore della scarpata superiore compreso in un intervallo batimetrico di 215 m.

La geometria dei profili trasversali evidenzia nelle aree delle testate fianchi molto inclinati e fondo ad U, con la quasi totale assenza di deposito intracanalale, che si rileva in maggiore quantità alla base dell'intersezione dei due rami (Figura 74).

Dallo studio morfometrico di dettaglio è possibile osservare come l'andamento dei fianchi sia asimmetrico; il fianco sinistro ricalca le caratteristiche del profilo longitudinale del thalweg, mantenendosi ad una quota costante di circa +25 m rispetto ad esso. Il fianco destro è molto disomogeneo nel suo sviluppo longitudinale, varia da quote minime di +10 m fino ad un massimo di +120 m in corrispondenza del gradino morfologico K1. Questa dissimmetria è legata al fatto che in questo settore il corso del canyon si sviluppa parallelamente ed a poca distanza dal bordo della piattaforma, subendo il condizionamento delle dinamiche di instabilità gravitativa che governano questo settore. Nella porzione profonda, nell'intervallo tra i -250 m e i -280 m, in corrispondenza dei meandri sia nel fianco destro che nel sinistro, sono state rilevate numerose nicchie di distacco di piccole dimensioni, a cui è associata la presenza di piccoli depositi di frana al piede.

Settore 2:

Questo settore occupa un intervallo batimetrico di 520 m, si sviluppa dal gradino morfologico K1 posto alla profondità di -340 m fino alla sezione di chiusura rappresentata dall'immissione nel fianco sinistro del canyon 7 alla profondità di -860 m.

Il profilo longitudinale dei fianchi rispecchia le caratteristiche del profilo del thalweg, mantenendosi a quote diverse nel lato destro e sinistro ma con dislivello costante; il fianco destro si sviluppa più in alto, mantenendo una quota media di circa +170 m, mentre in quello sinistro si rileva un dislivello di circa +120 m, in accordo con la naturale morfologia del versante.

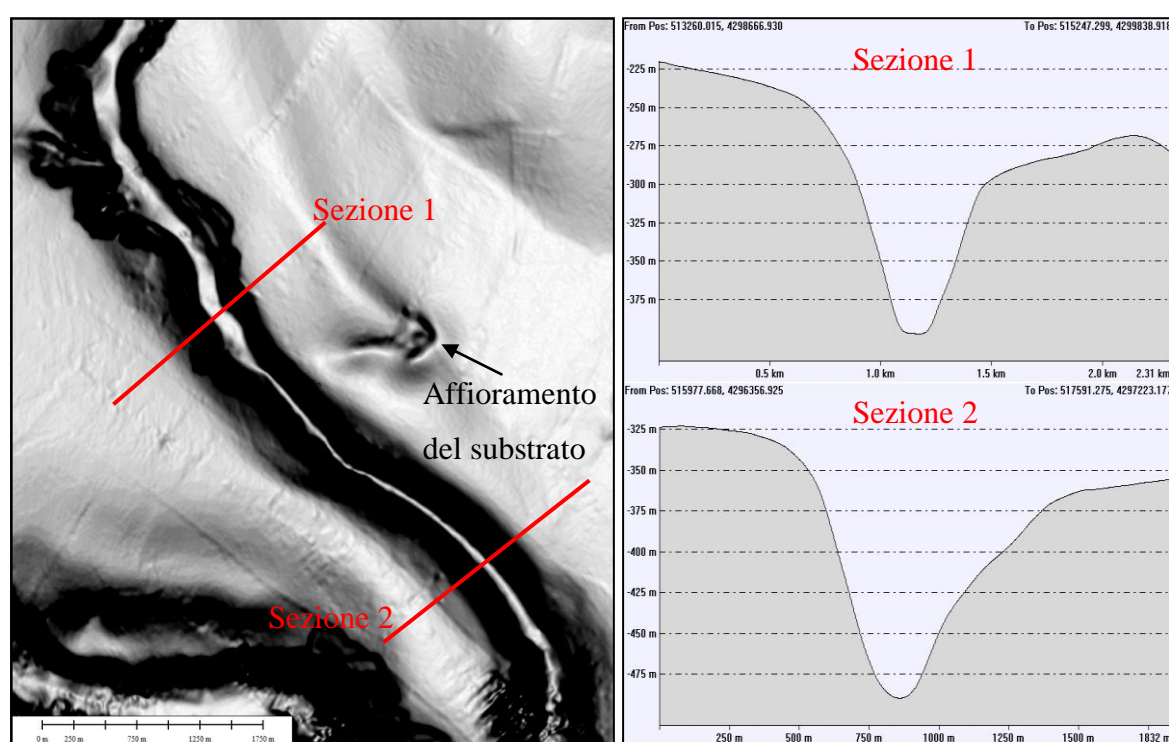


Figura 75 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X). Settore 2 canyon 6. In figura sono riportate le sezioni trasversali Sezione 1 e 2 e la loro ubicazione.

I profili morfologici trasversali al canyon rappresentati dalle sezioni 1 e 2 in Figura 75, evidenziano una geometria del fondo a V, con assenza di deposito intracanal. I fianchi risultano molto acclivi, raggiungono pendenze massime di 35° e sono privi di strutture correlabili ad eventi gravitativi di massa. L'assenza di deposito intracanal e la geometria della valle molto stretta con fondo a V è correlabile agli alti valori del gradiente misurabili in tutto lo sviluppo del settore 2, che si mantengono sempre superiori ai $2,5^\circ$. In prossimità del margine sinistro, nella porzione centrale del settore, è stata rilevata una “finestra” che

espone una piccola porzione di basamento roccioso, da mettere in relazione ad uno scollamento dell'attuale coltre sedimentaria più superficiale che sigilla il substrato.

Canyon 7:

Il canyon 7 rappresenta il lineamento principale del Pula Canyon, manifesta attualmente le maggiori evidenze di attività; i canyon 6 ed 8 risultano tributari ad esso.

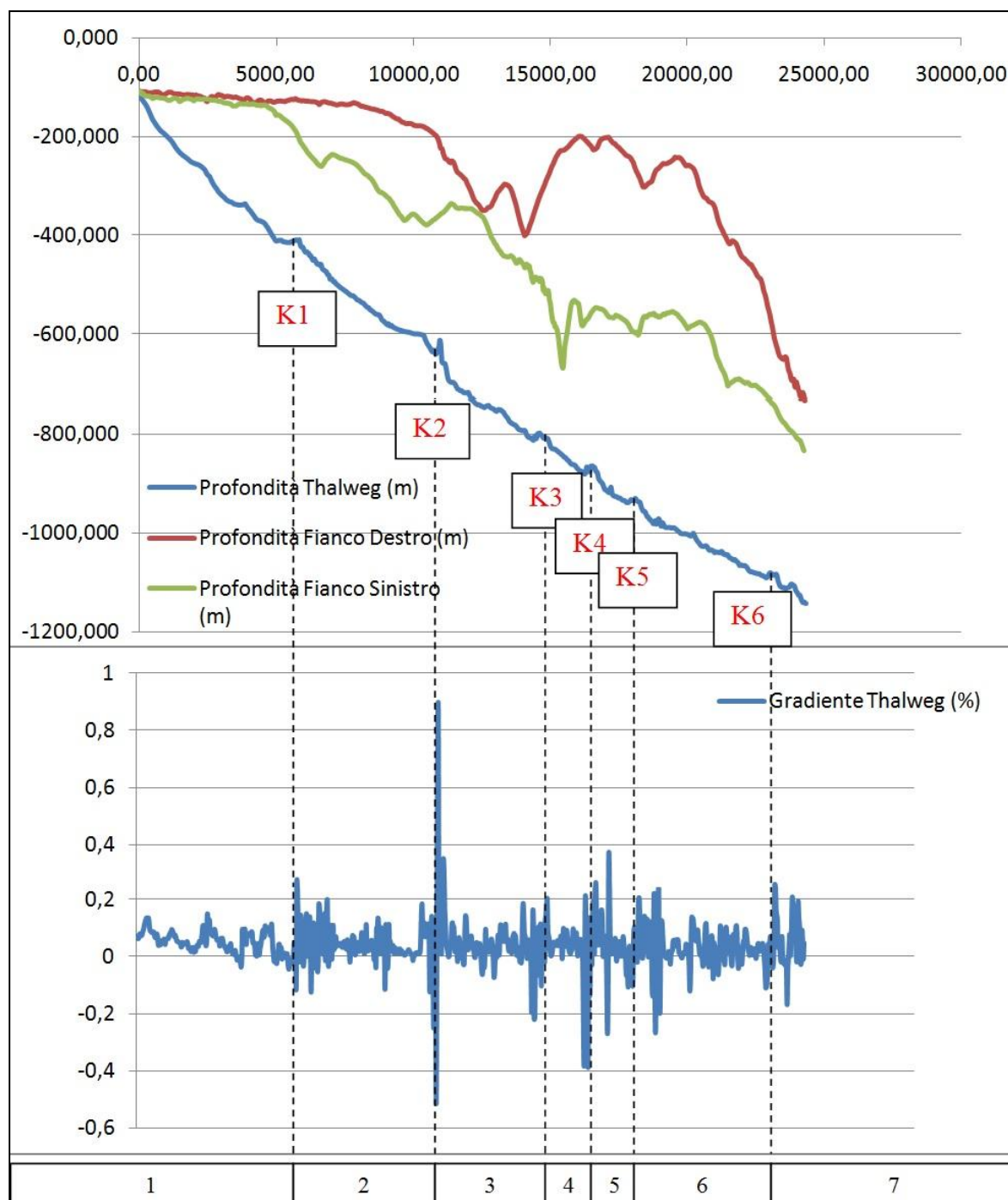


Figura 76 - Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 7 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 7 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i sei principali Knickpoint.

Il canyon occupa un intervallo batimetrico che spazia dalla piattaforma continentale fino alle porzioni più profonde della scarpata continentale; la sezione di chiusura ricade al limite dell'area indagata nel corso dei rilievi morfobatimetrici del Foglio 60 "Cagliari" (Progetto MaGIC), il suo corso continua al di fuori dell'area indagata congiuntamente al sistema identificato come Canyon 8.

L'analisi morfometrica di dettaglio ha evidenziato un profilo longitudinale del thalweg caratterizzato in tutto il suo corso da un gradiente molto elevato, con valori di pendenza che oscillano da un minimo di 2° ad un massimo 12° in corrispondenza dei numerosi gradini morfologici. Il gradiente assume valori inferiori, anche di 0,8° in corrispondenza di piccole porzioni del fondo del canale caratterizzate dalla presenza di deposito intracanalale. Sono stati riconosciuti sei knickpoint, che coincidono con i punti che separano sette trend con caratteristiche morfologiche omogenee (Figura 76).

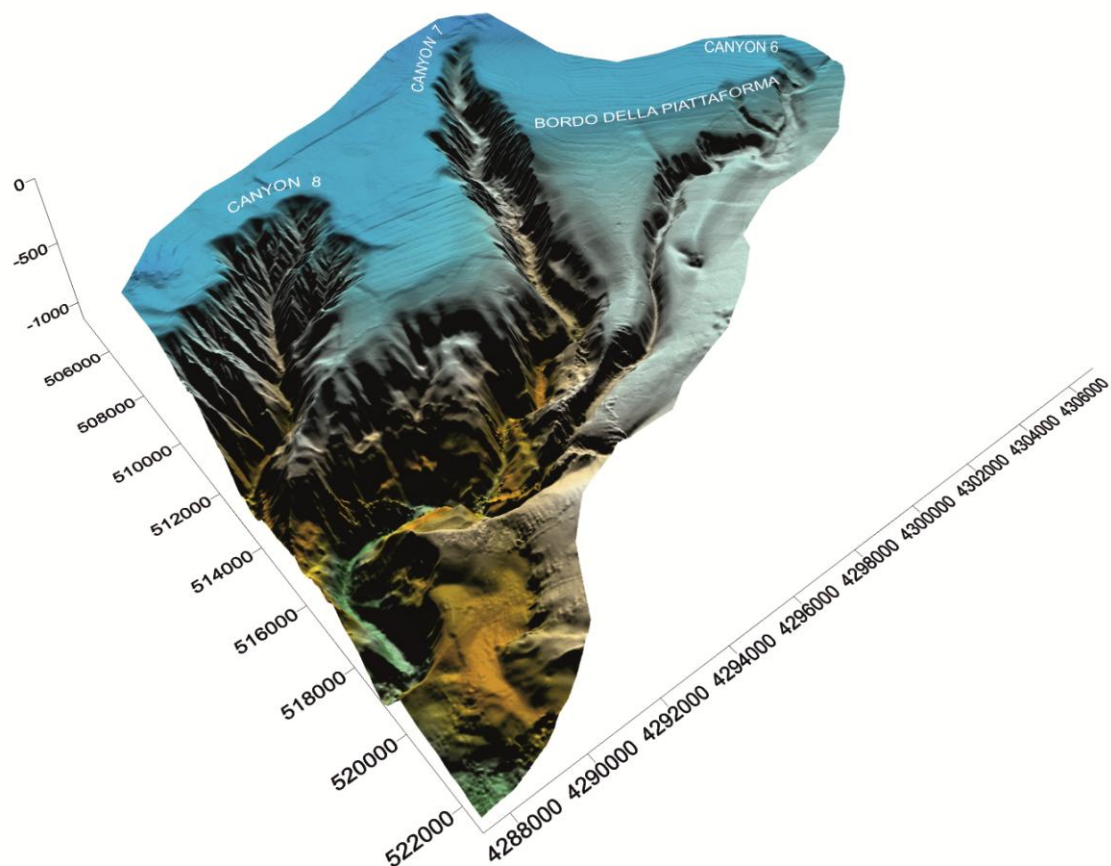


Figura 77 – DTM (Digital Terrain Model) della porzione del Pula Canyon compresa all'interno dell'area indagata nell'ambito del Progetto MaGIC – Foglio 60 "Cagliari". Sono rappresentati i tre canyon (Canyon 6, 7 e 8) discussi nel testo.

Dall'analisi morfometrica è possibile osservare come i fianchi siano estremamente asimmetrici, soprattutto nel settore più profondo dove sono condizionati dall'intersezione con il canyon 6 nel margine sinistro e con il canyon 8 nel margine destro.

In seguito a queste considerazioni, allo scopo di semplificarne la descrizione, il canyon 7 è stato suddiviso in due aree che presentano caratteristiche simili. Il settore 1 è rappresentato quasi esclusivamente dall'area di testata che incide la piattaforma per 7 km fino alla profondità di -100 m misurata ad una distanza dalla costa di 15 km.

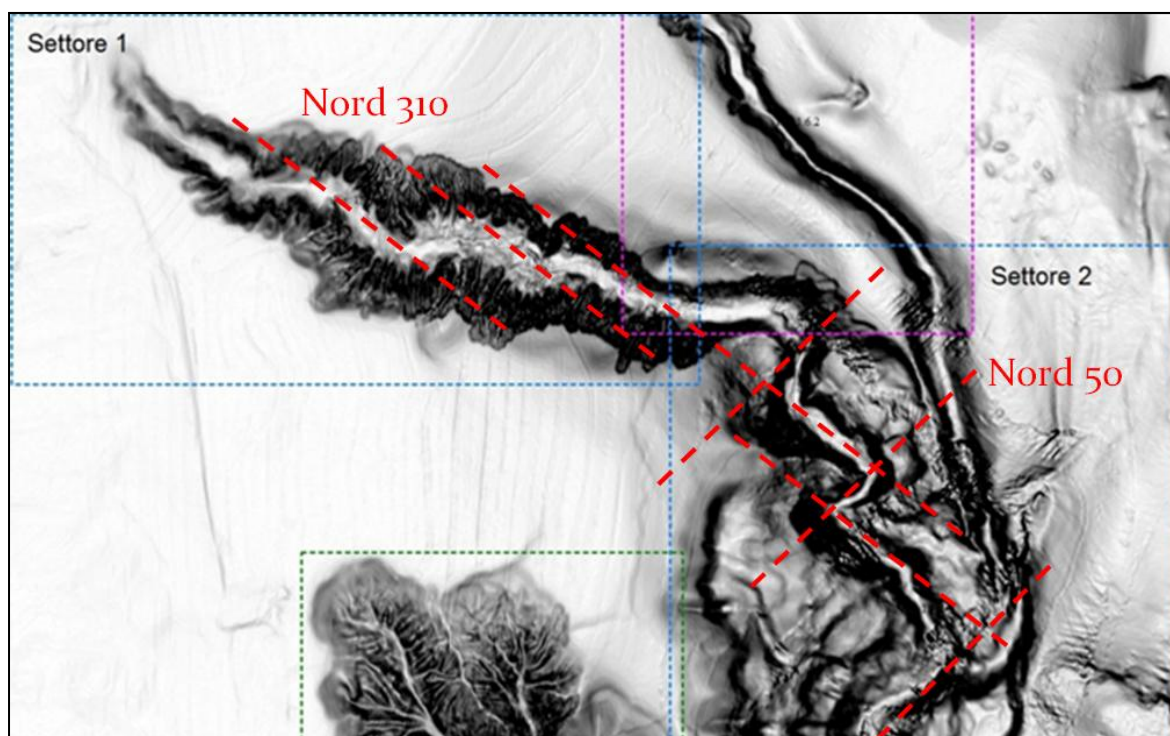


Figura 78 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3X) canyon 7, Pula Canyon. Si osservano almeno due direttrici principali di lineamenti tettonici che controllano la geometria di evoluzione del sistema.

La vista in pianta del Pula Canyon evidenzia un andamento sinuoso in tutti suoi 24 km di sviluppo; si distinguono due diverse orientazioni dei due settori, il primo orientato 105° N e quello più profondo 160° N.

È inoltre evidente il controllo tettonico del sistema, sono state rilevate almeno due direttrici principali di lineamenti, una N 310° ed una quasi ortogonale ad essa orientata N 50°.

La geometria del canale mantiene un profilo a V per tutto il suo sviluppo, i fianchi ospitano, soprattutto nel settore 1, numerose incisioni canalizzate prive di sedimento intracanalale impostate direttamente sul substrato. Anche questa condizione evidenzia che

nel canyon hanno sede intensi processi erosivi da mettere in relazione alla recente attività tettonica del margine occidentale del Golfo di Cagliari.

Settore 1:

La testata del Canyon 7 comprende al suo interno un sistema di fitti canali caratterizzati da un elevato rapporto profondità / larghezza che trasportano il sedimento dai fianchi del canale al fondo, dove si rileva del deposito intracanalico caratterizzato da modeste potenze.

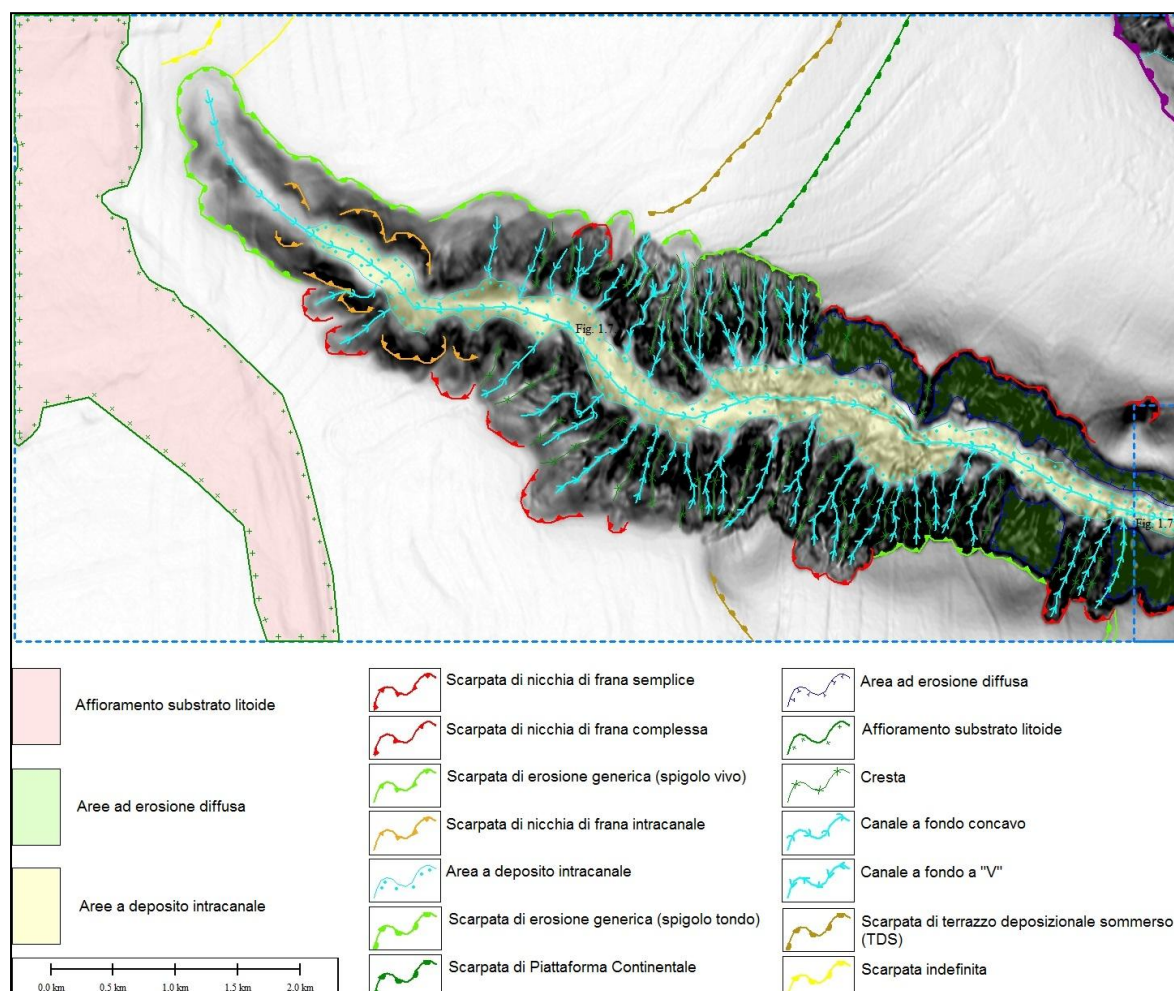


Figura 79 - Cartografia geomorfologica di dettaglio sulla base del rilievo ombreggiato (esagerazione verticale 3X) del settore 1 canyon 7. È presente una fitta rete di incisioni canalizzate con geometria del fondo a V completamente prive di deposito intracanalico.

L'analisi geomorfologica di dettaglio evidenzia la quasi totale assenza di deposito intracanalico, con la presenza di alcune nicchie di distacco nella parte superiore ed una fitta rete di incisioni canalizzate con fondo a V nelle sponde del tratto centrale. Le sponde del settore più profondo ospitano grandi aree ad erosione diffusa e sono caratterizzate da pendenze dell'ordine di 25°.

A coronamento dell'area di testata, la piattaforma continentale risulta molto ampia e mostra una pendenza media di circa 1°. In quest'area si osserva l'affioramento diffuso del substrato litoide drappeggiato da una sottile coltre di sedimentazione attuale. Lo studio dei

profili sismici acquisiti nell'area a partire dagli anni '70 riferisce queste litologie a formazioni terziarie, in accordo con le litologie presenti nel rilievo strutturale di Banghittu. In relazione a queste considerazioni è possibile ipotizzare che anche il substrato esposto all'interno della testata dalle dinamiche erosive sia quello terziario.

La testata del Canyon 7, è identificata alle coordinate 38° 49' 42.9626" N 9° 05' 36.5690" E, ed è situata ad una distanza minima di circa 15 km dalla costa; in questo punto la quota è -100 m. La morfologia è complessa, raccorda le nicchie di distacco delle incisioni canalizzate con un'estensione di circa 9,5 km² e larghezza massima di 2,3 km. Come accennato in precedenza il canyon mostra una tendenza retrogressiva molto pronunciata della testata, e ha inciso la piattaforma andando oltre il ciglio della stessa di circa 7 km.

Il rischio associato in questo settore è strettamente legato alla possibilità che un fenomeno franoso significativo si possa verificare all'interno del reticolo di canali che costituiscono l'unità morfostrutturale, e che tali processi gravitativi, avendo il sistema una tendenza retrogressiva, possano provocare l'incisione della piattaforma continentale sino a profondità molto basse.

L'analisi morfometrica di dettaglio del thalweg evidenzia una pendenza costante per tutto il settore 1, con una poco marcata concavità verso l'alto che si arresta in corrispondenza del gradino morfologico K1. Il gradiente varia tra l'intervallo da 2° a 5°, fatta eccezione per le aree in cui si rileva del deposito intracanalale dove il gradiente scende anche a valori di 0,8°. La porzione più profonda nel settore 1 è caratterizzata da un gradiente medio del thalweg di 2,3°, che si mantiene costante fino alla profondità di -630 m in corrispondenza del salto batimetrico rappresentato dal Knickpoint K2; in questo punto si ha il passaggio tra il settore 1 ed il settore 2.

Il profilo longitudinale dei fianchi rimane perfettamente simmetrico per circa 4,5 km, in corrispondenza della porzione di testata indentata nella piattaforma continentale, successivamente si rileva una marcata differenza con il fianco destro che continua a svilupparsi all'interno della piattaforma portandosi fino a quote di +450 m rispetto al fondo del canyon. Il profilo longitudinale del fianco sinistro si mantiene sempre a quote inferiori rispetto al margine destro, raggiungendo il dislivello massimo di +250 m in corrispondenza della sezione di chiusura e del gradino morfologico K2. Sia il profilo longitudinale del margine destro che quello sinistro evidenziano l'intersezione con il terrazzo deposizionale sommerso e del ciglio della piattaforma continentale.

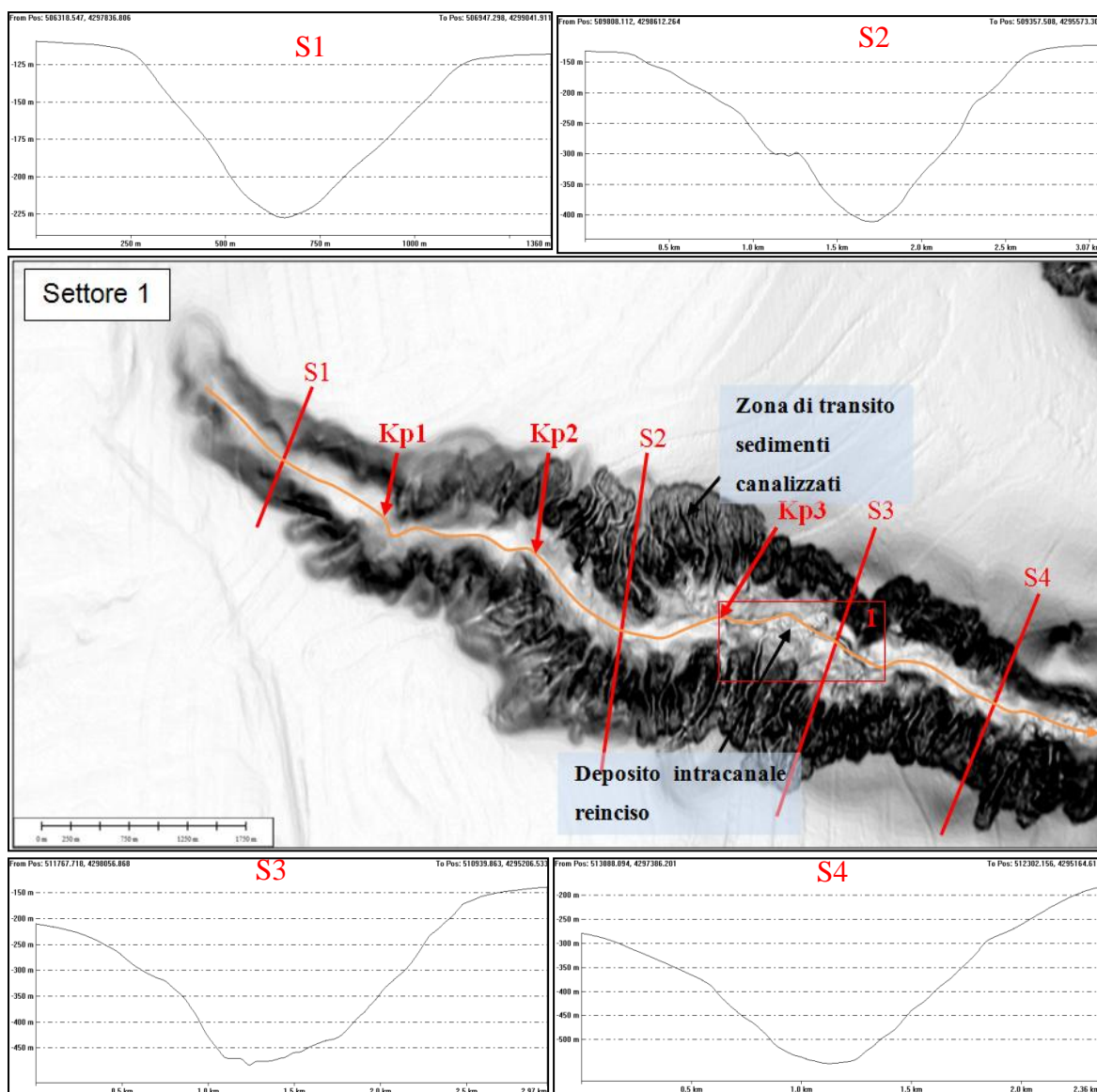


Figura 80 - Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) settore 1 canyon 7. In figura vengono indicati i tre knickpoint, le sezioni trasversali e la loro ubicazione. Le sezioni trasversali evidenziano la geometria a V del fondo del canyon, un allargamento della sezione nel settore centrale ed il progressivo restringimento con l'aumento della profondità.

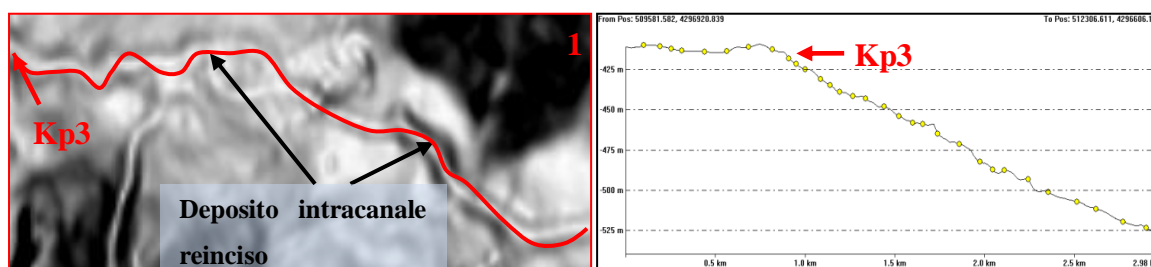


Figura 81 – Particolare dell'area 1 Figura 80. Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). In figura vengono indicati l'ingrandimento del settore 1 ed il profilo longitudinale del thalweg in questo settore.

La geometria delle sezioni trasversali misurata dalle sezioni nel settore 1, evidenzia un allargamento del canyon nel settore centrale; si misura un'ampiezza massima di 2,4 km. Il fondo del canale mantiene sempre una geometria a V, indice di un'intensa attività di trasporto dei sedimenti provenienti dal bordo della piattaforma verso le porzioni più profonde della scarpata continentale. L'allargamento della sezione trasversale coincide con il settore caratterizzato da minor gradiente del thalweg.

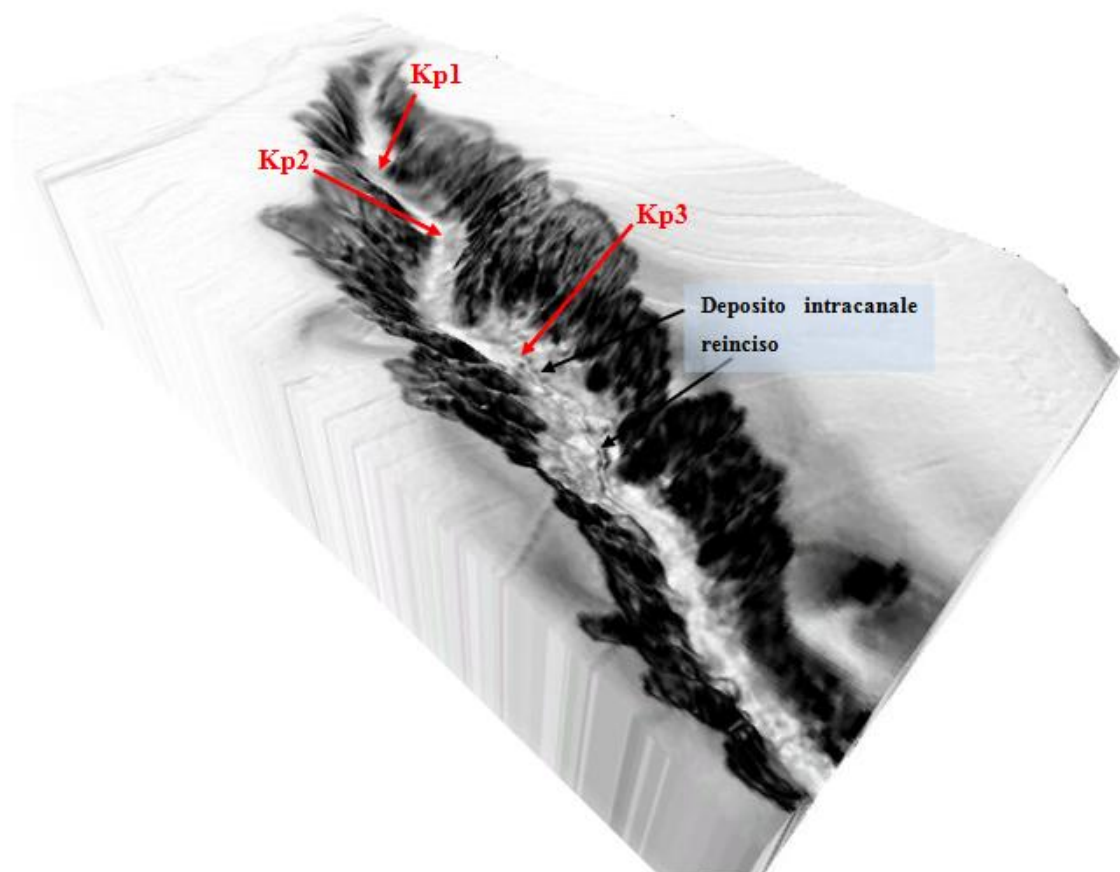


Figura 82 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 1 canyon 7. In figura vengono indicati i tre knickpoint ed il deposito intracanalale reinciso.

Settore 2:

Il settore profondo del canyon 7, almeno per quanto riguarda la porzione compresa all'interno dell'area di indagine, risulta molto articolata, non solo considerando lo sviluppo del thalweg, ma prendendo in considerazione anche la vasta area circostante i fianchi. Sono presenti importanti fenomeni di instabilità gravitativa e di collasso diffuso dei sedimenti di bordo piattaforma ed alta scarpata non propriamente legati al richiamo esercitato dall'evoluzione del canyon. Si tratta di una grossa porzione di scarpata superiore che subisce l'influenza tettonica dell'evoluzione recente del margine occidentale del golfo di Cagliari.

Il carattere molto articolato e complesso di questo settore ha influito negativamente nelle operazioni di editing dei dati acquisiti; seppur sia rappresentato da dati morfobatimetrici sufficientemente buoni allo scopo dell'interpretazione, non si è riusciti a raggiungere la qualità ottimale che caratterizza tutto il resto del rilievo.

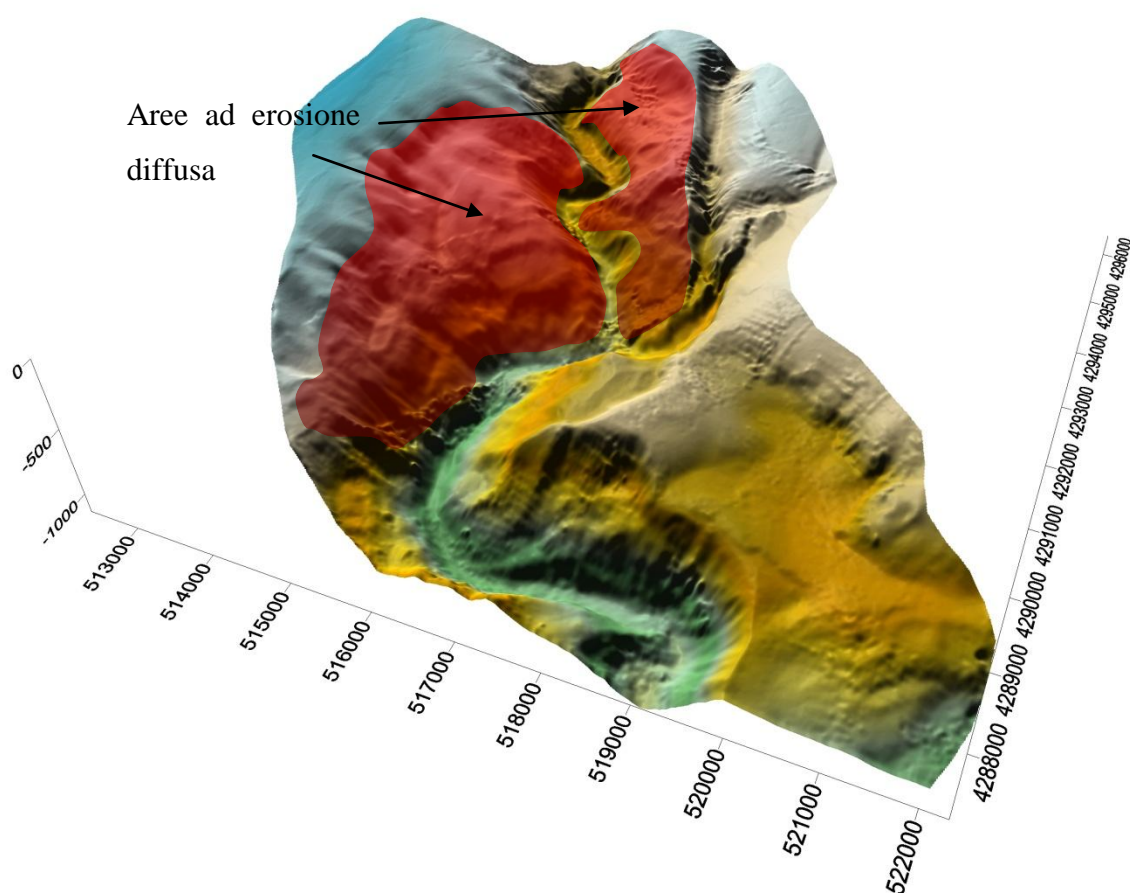


Figura 83 – DTM (Digital Terrain Model) del settore 2 canyon 7. Sono evidenti le numerose scarpate e le incisioni canalizzate che indicano un'elevata attività delle dinamiche evolutive del sistema. In rosso sono enfatizzate le grandi aree ad erosione diffusa.

Questo settore si sviluppa dal salto batimetrico K2, identificato alla quota di -630 m, fino alla profondità di chiusura rappresentata dal limite meridionale del Foglio 60 “Cagliari”, alla profondità di -1140 m. Occupa la fascia batimetrica che collega la scarpata superiore con la piana batiale, nel proseguo del suo corso al di fuori dell’area rilevata.

Lo studio del profilo morfometrico longitudinale del thalweg evidenzia una modesta concavità verso l’alto e valori elevati del gradiente (sempre superiori a $2,5^\circ$); si sviluppa per 13,5 km con orientazione media di 160° N.

Sono stati rilevati in questo settore quattro diversi knickpoint (Figura 76), tre concentrati nella porzione a quota più elevata (K3, K4 e K5), ed uno in prossimità della sezione di chiusura (K6); alla base di ogni salto batimetrico è associata una morfologia di tipo “*Plungepool*” che raggiunge profondità di qualche metro.

Il profilo longitudinale dei fianchi è molto articolato ed evidenzia una marcata dissimmetria tra quello destro e quello sinistro. Tutte le strutture sono fortemente condizionate dall’assetto tettonico dell’area, si misurano dislivelli fino a +700 m (fianco destro) del margine superiore destro rispetto al fondo del canale, con pendenze del fianco che raggiungono i 40° , dove si rilevano attualmente intensi processi erosivi. Il margine destro rappresenta il limite di divisione di questo settore con la testata del canyon 8.

Il risultato dell’attiva erosiva si manifesta anche nella quota del margine sinistro che si mantiene al di sotto di quello destro, ed è caratterizzato da un dislivello massimo di +410 m. Anche nel settore compreso tra il bordo superiore del fianco sinistro ed il fondo del canale si rilevano, in un’area di circa 10 ha, tracce di intensi processi erosivi e slumping (Figura 83).

Canyon 8:

Il canyon 8 è rappresentato all'interno dell'area di indagine solo per la porzione situata a quota più elevata, coincidente con l'area di testata interamente indentata all'interno della piattaforma continentale.

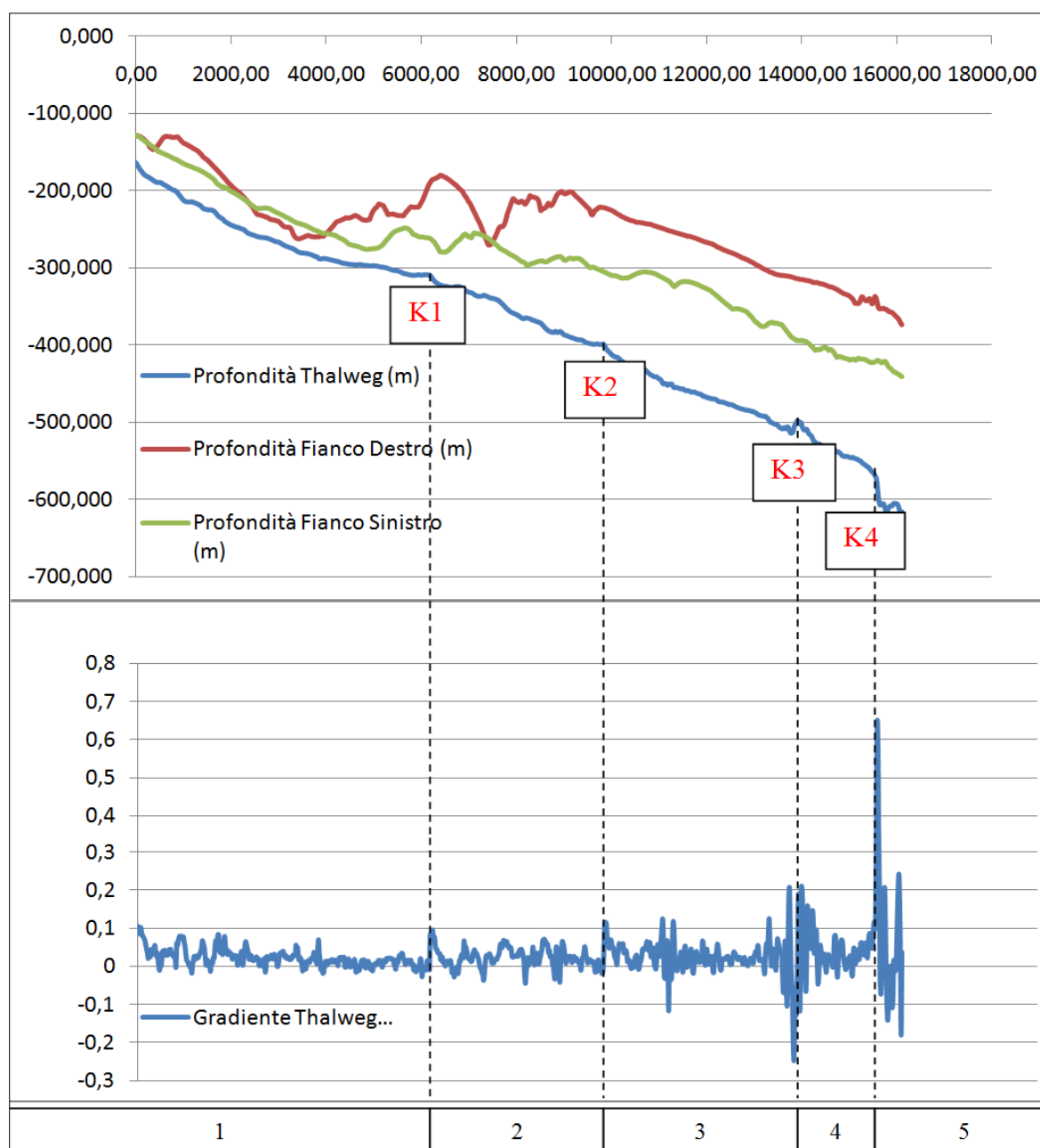


Figura 84 – Comparazione dei parametri morfologici lungo il Canyon 8 nel Golfo di Cagliari. I parametri sono stati calcolati a partire da una sezione tipo perpendicolare allo sviluppo del canyon posta al limite della testata. In figura vengono rappresentati i profili longitudinali del thalweg del Canyon, del margine superiore dei fianchi destro e sinistro e del gradiente del thalweg. In figura sono inoltre rappresentati 5 settori che isolano caratteristiche omogenee all'interno del Canyon ed i quattro principali Knickpoint (K).

La testata del Canyon 8, è localizzata nella porzione meridionale del Foglio 60 Cagliari, con coordinate 38° 46' 12.8108" N 9° 06' 43.3052" E, ed è posizionata ad una distanza minima di circa 22 km dalla costa; in questo punto la quota è -123 m.

La morfologia della testata risulta a cavolfiore, raccorda una serie di canali separati da creste che fungono da collettore per i sedimenti di piattaforma verso il fondo del canyon; ha un'estensione di circa 10 km² con larghezza massima di 3,5 km.

Il canyon mostra una tendenza retrogressiva molto pronunciata della testata, e ha inciso la piattaforma andando oltre il ciglio della stessa di circa 3800 m.

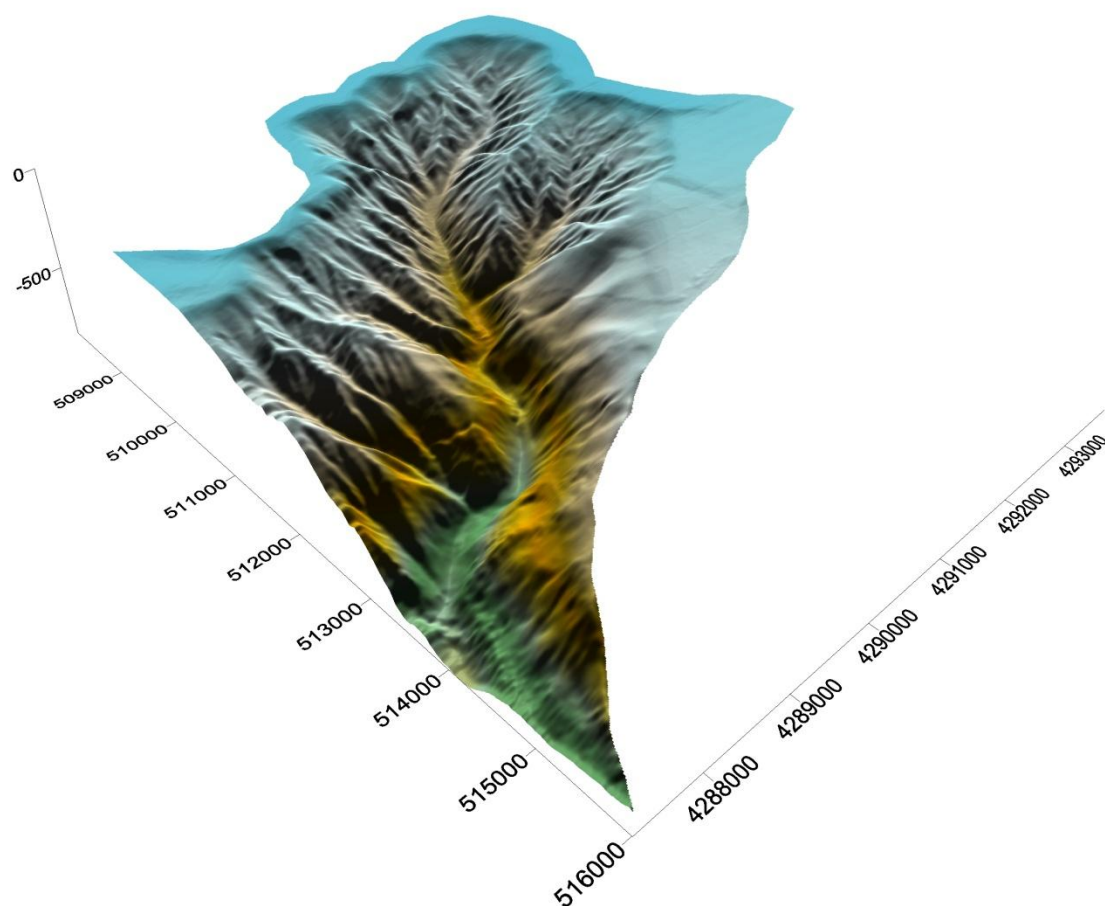


Figura 85 – DTM (Digital Terrain Model) del canyon 8 – Pula Canyon. In figura è rappresentata l'area rilevata all'interno del Foglio 60 "Cagliari" nell'ambito del Progetto MaGIC. È rappresentata solamente l'area di testata del sistema, la porzione più profonda si estende all'esterno dei limiti dell'area indagata.

Il profilo longitudinale del thalweg evidenzia una concavità verso l'alto limitatamente alla sezione sottesa nell'area del lobo principale della testata, dove si misurano valori massimi del gradiente in corrispondenza della rottura di pendenza della piattaforma (valore di 13°), e minimi che coincidono con il gradino morfologico rappresentato dal knickpoint K1, dove si misurano valori medi di circa 2,5°. Da questo punto in poi lo sviluppo longitudinale del

thalweg si mantiene con un gradiente medio di $4,5^\circ$, che si mantiene costante fino alla profondità di chiusura rappresentata dal limite del Foglio 60 “Cagliari” alla quota di -850 m. In questo tratto sono stati riconosciuti altri tre knickpoint, uno nella porzione mediana (K2), e due nella porzione più profonda (K3 e K4); in corrispondenza della base dei due salti batimetrici si rilevano depressioni di alcuni metri interpretate come *plungepool*.

I fianchi in questo settore presentano una morfologia molto articolata, nonostante mantengano caratteristiche morfologiche simili e raffrontabili con lo sviluppo longitudinale del thalweg. Anch’essi infatti presentano un primo settore con salti batimetrici nell’ordine degli 80 m (raggiunti nel fianco destro), che delineano nel loro complesso una marcata concavità verso l’alto; il settore profondo è caratterizzato da profili longitudinali dei fianchi con andamento circa parallelo allo sviluppo longitudinale del thalweg, a quota di +180 m il fianco destro, e di +110 quello sinistro.

Le sezioni trasversali al thalweg del canyon che sono state utilizzate per lo studio morfometrico di dettaglio, evidenziano una geometria del fondo a V di tutti gli ordini di canali che costituiscono il sistema.

Il DTM raffigurato nell’immagine in Figura 85 evidenzia la fitta rete di incisioni canalizzate caratterizzate dalla totale assenza di deposito intracanalale, impostate direttamente nel substrato litoide. In accordo con le considerazioni effettuate nell’analisi del canyon 7, è possibile affermare che il basamento inciso dalla testata in questo settore di scarpata sia da riferire a litologie appartenenti al terziario.

6.5 DISCUSSIONE DEI RISULTATI IN RELAZIONE AL CONTROLLO DELLA TETTONICA E DEI PROCESSI EROSIIVI E DEPOSIZIONALI SULLA GEOMETRIA DEI CANYON

Gli studi quantitativi sui sistemi di canyon proposti in letteratura hanno messo in evidenza forti differenze con le geometrie dei profili longitudinali dei sistemi fluviali; in particolare è stato osservato che nei sistemi sottomarini esiste un maggior numero di morfologie e con caratteristiche molto più complesse rispetto ai sistemi fluviali.

Questo fatto viene ricondotto non solo alla diversa natura dei processi esogeni (Rowland et al., 2010), di natura principalmente episodica nei sistemi sottomarini, ma soprattutto a fattori di natura endogena. La geometria dei profili longitudinali dei Canyon è fortemente influenzata dalla fisiografia e dall'assetto tettonico del margine continentale in cui si sviluppano. Si riconosce di fatto un diverso grado di complessità tra i sistemi che si sviluppano in un contesto di margine attivo e di margine passivo relativamente stabile; in quest'ultimo caso sono frequenti i sistemi che presentano un profilo longitudinale del thalweg caratterizzato da una concavità verso l'alto, associabile al profilo di equilibrio modellato dai processi esogeni (Pirmez et al., 2000). Nei sistemi situati in un contesto di margine attivo o a forte controllo tettonico, si rilevano morfologie del profilo longitudinale del thalweg e dei fianchi molto più articolate, caratterizzati da maggiori valori del gradiente che subisce brusche variazioni originando numerosi gradini batimetrici (knickpoint), da mettere in relazione alla presenza di faglie, affioramenti del basamento o mutazione delle caratteristiche dei flussi (Primez et al., 2000; Kneller, 2003).

La complessità della morfologia dei sistemi di Canyon sottomarini, e dei profili longitudinali ad essi associati viene quindi connessa con l'interazione dell'assetto tettonico, e con la successiva redistribuzione delle masse sedimentarie da parte dei processi sedimentari esogeni.

Il Sant'Elia – Foxi Canyon è costituito da un sistema di canali tributari che si indentano nella piattaforma continentale e si propagano circa parallelamente tra loro. Il profilo longitudinale del thalweg principale mostra due trend principali che ricalcano l'andamento fisiografico del margine in cui si sviluppano.

Nel settore superiore si rileva una concavità verso l'alto del profilo longitudinale, con una progressiva riduzione del gradiente con l'aumentare della profondità; questo settore coincide con un andamento in pianta leggermente sinuoso, che si arresta in prossimità di un primo grande meandro. Lo sviluppo dei canali in questo settore risulta strettamente condizionato dall'assetto fisiografico del margine, evidenziato sia nel profilo longitudinale del thalweg che dei fianchi, che risultano fortemente disequilibrati, indice ulteriore di un'influenza tettonica nell'evoluzione del sistema. L'interpretazione della sezione sismica proposta in Figura 33 mette in evidenza il controllo che tutti i canali subiscono da parte dei lineamenti tettonici, infatti risultano tutti impostati in corrispondenza di una discontinuità strutturale. Anche il settore profondo è caratterizzato da un profilo del thalweg leggermente concavo verso l'alto, si registra in questo settore il passaggio da una geometria in sezione trasversale a V ad una geometria ad U con fondo piatto ed aumento delle potenze del deposito intracanalale; si misura un aumento della sezione trasversale, probabilmente in relazione alla diminuzione del gradiente. L'andamento in pianta in questo settore è rettilineo, caratterizzato dalla presenza di due grandi meandri che dislocano di circa 1 km il corso della porzione centrale del canyon, in corrispondenza dell'importante struttura tettonica che divide il blocco ribassato del graben del Campidano dall'horst del Sarrabus. La presenza dei pockmarks è da mettere in relazione principalmente alla fuoriuscita di fluidi allo stato gassoso presenti all'interno delle sequenze deposizionali, rappresentando una concausa nell'innescare dei fenomeni gravitativi all'interno dei sistemi di canyon come le correnti di torbida.

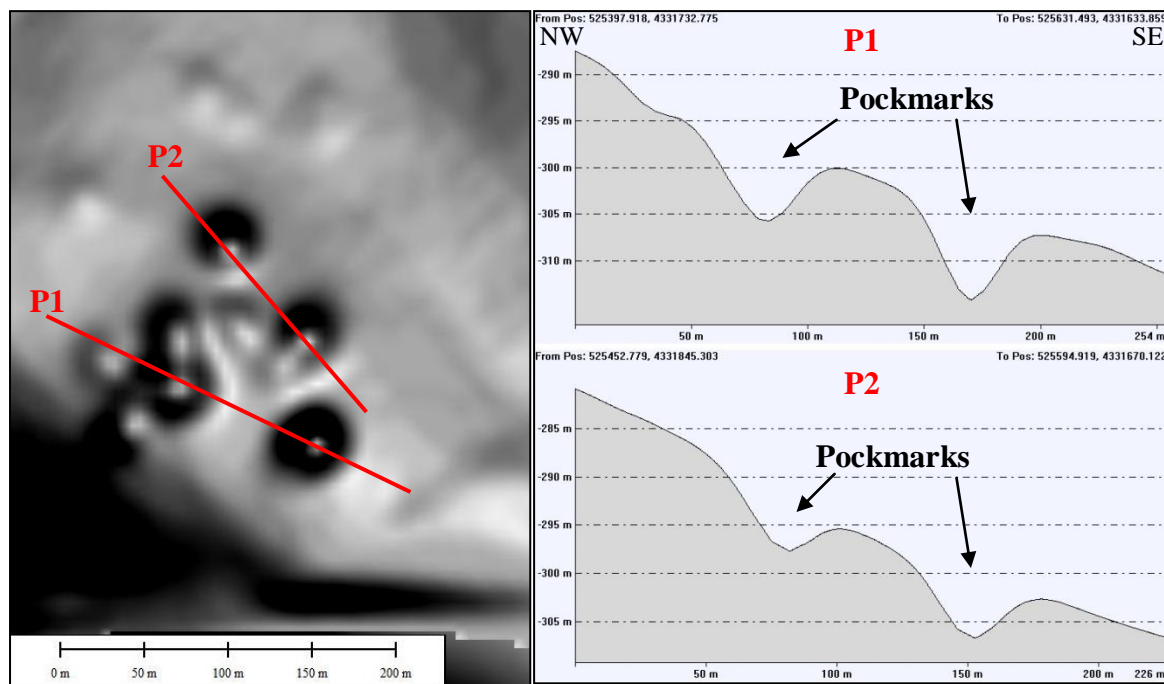


Figura 86 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) del settore caratterizzato dalla presenza di forme di fondo tipo “Pockmarks”.

La localizzazione del fenomeno di fuoriuscita di fluidi gassosi in un’area influenzata dalla presenza di correnti di fondo, non permette la formazione di un’arginatura della depressione ad opera dei sedimenti fini trascinati dai gas (*vulcani di fango*); il sedimento in sospensione viene immediatamente trasportato dalle correnti in aree lontane rispetto punto di emissione.

In funzione dell’attuale stato delle conoscenze, è lecito ipotizzare che l’età di questi processi è da attribuire all’ultima fase di stazionamento basso del livello del mare, a circa 18.000 anni B.P. Il meccanismo di formazione dei Pockmarks è schematizzato in Figura 43, l’abbassamento del livello del mare genera un aumento della pressione neutra interstiziale nel deposito causando il cedimento del sistema con la conseguente fuoriuscita di fluido gassoso che trascina con se parte del materiale sedimentario di copertura.

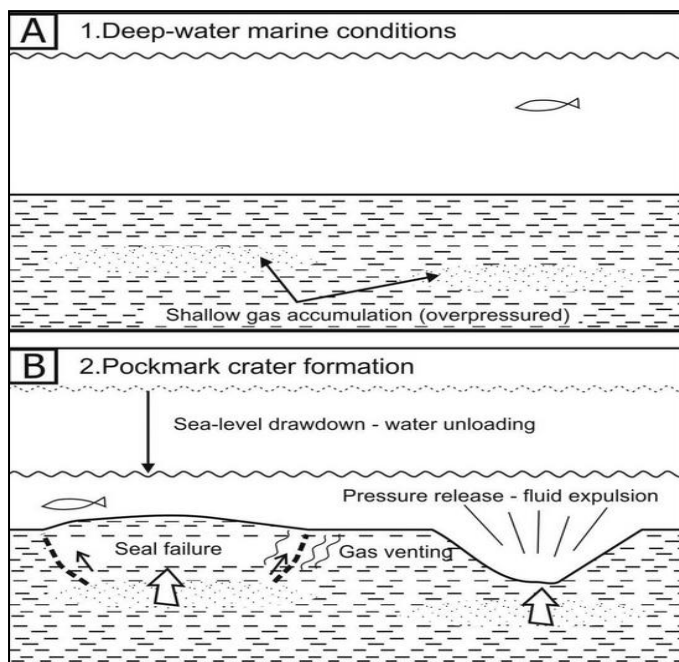


Figura 87 – Schematizzazione dell'influenza della variazione di pressione neutra interstiziale nel sedimento durante l'abbassamento eustatico del livello del mare. La rappresentazione "A" indica una condizione eustatica di mare alto, durante la quale si generano accumuli di gas in sacche all'interno del sedimento. La figura "B" rappresenta un abbassamento del livello del mare a causa del quale si genera un aumento della pressione neutra interstiziale nel deposito; si ha il cedimento della copertura che sigilla la sacca e la conseguente fuoriuscita di fluido gassoso che trascina con se una parte del materiale sedimentario di copertura.

Alcuni studi (Goldfinger et al., 1999) mettono in relazione la presenza dei pockmarks in prossimità di strutture tettoniche che dislocano le successioni sedimentarie (Figura 88). In alcune aree le discontinuità all'interno delle successioni fungono da via preferenziale per la fuoriuscita dei fluidi (tipologia 1 e 3 Figura 88), quando le successioni sedimentarie non vengono interessate dalle strutture tettoniche si genera una distribuzione diffusa dei pockmarks (tipologia 2 Figura 88). La presenza di strutture tettoniche che condizionano l'assetto morfologico del settore oggetto di studio, non influenza direttamente la geometria di posizionamento dei pockmarks, che non appaiono influenzati dal lineamento tettonico; questo indizio fa ipotizzare che le faglie non interessano le coperture superficiali pleistoceniche, facendo ricadere il fenomeno rilevato all'interno della testata del Sant'Elia – Foxi Canyon nella tipologia 2 della modellizzazione proposta da Goldfinger et al., 1999.

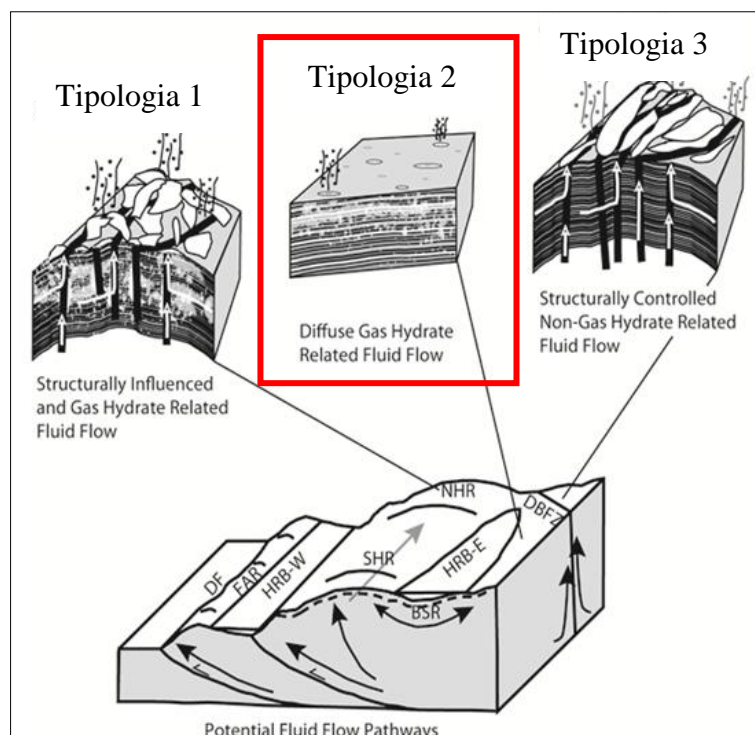


Figura 88 – Schematizzazione delle tipologie di Pockmarks presenti nelle aree ad influenza strutturale (da Goldfinger C. et al., 1999).

Le porzioni delle successioni sedimentarie isolate nei modelli poligonali di faglie normali sono stati descritti da diversi Autori, ma alcuni dettagli del loro modo di formazione sono ancora controversi (Imbert et al., 2011). L'associazione di queste aree con la presenza dei pockmarks corrisponde alla contrazione laterale di litologie a grana fine, indicando un controllo litologico del fenomeno. L'associazione di faglie che dislocano i bacini sedimentari origina un sistema di semigraben caratterizzati nelle porzioni più profonde da faglie parallele. Spostandosi verso l'alto, nella porzione meno profonda delle successioni sedimentarie, la continuità delle strutture diventa meno facile da decifrare. Dati sismici ad alta risoluzione evidenziano in alcuni bacini due diverse reti di discontinuità; una rete primaria ben identificabile caratterizzata da una distanza tra le strutture parallele delle diverse centinaia di metri e lunghezza di diversi chilometri, ed una rete secondaria difficilmente identificabile sviluppata come segmenti ortogonali al set primario con spaziatura nell'ordine delle poche decine di metri (Imbert et al., 2011). In questo contesto si rileva in associazione la presenza di pockmarks; si osservano principalmente due tipi di situazioni.

In alcuni casi i pockmarks sono poco numerosi, le faglie della rete principale “curvano” attorno ai pockmarks ad una certa distanza, in modo che essi siano racchiusi inizialmente

tra due o tre doppiette di lineamenti. Nei casi in cui pockmarks sono più abbondanti, generalmente si ha un pockmark al centro di ogni poligono.

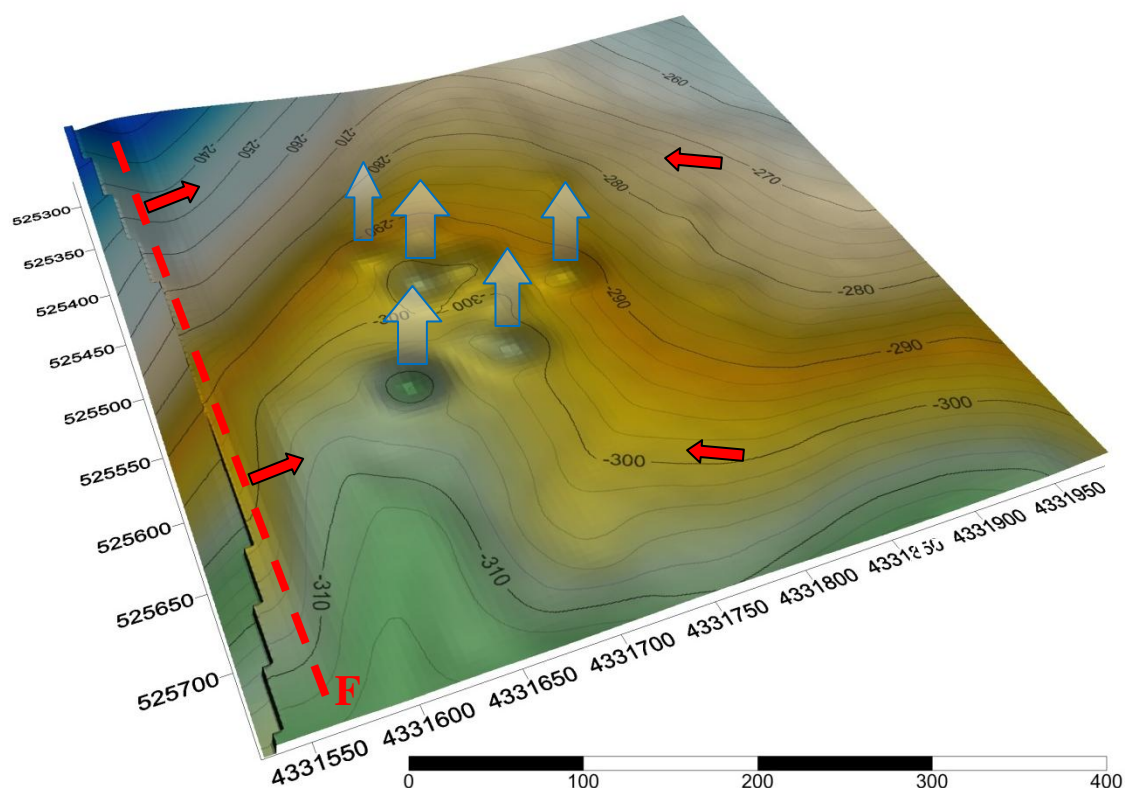


Figura 89 – Dettaglio della rappresentazione tridimensionale settore 1 del canyon 1, Sant'Elia – Foxi Canyon. Il fluido contenuto nel sedimento fine si libera in condizioni di aumento della pressione neutra interstiziale a causa della compressione laterale in un sistema di semigraben.

Per una migliore comprensione del fenomeno rilevato nell'area di studio, e per la validazione dei modelli proposti, occorrere implementare i dati a disposizione con nuove campagne di indagine, attraverso campionamenti e l'acquisizione di dati sismici ad altissima risoluzione, che siano in grado di evidenziare nel dettaglio le strutture presenti nell'area e le dinamiche che le governano.

Il profilo longitudinale del thalweg del **Sarroch Canyon** è caratterizzato da un andamento omogeneo, privo di repentine variazioni di valore del gradiente; si rileva una geometria più simile all'andamento asintotico di un ipotetico profilo di equilibrio. Nonostante si osservi il passaggio da un settore concavo verso l'alto (settore superiore) ad uno più uniforme (settore profondo), l'assetto tettonico del margine sembra aver condizionato solo parzialmente la geometria longitudinale di questo sistema. In questo settore del margine si ipotizza che l'attuale influenza nell'evoluzione della geometria, sia legata maggiormente all'assetto fisiografico del bacino ed ai processi di natura esogena.

La presenza di numerosi terrazzi intracanalè è da mettere in relazione a diverse fasi di uplift del settore, anche nell'ordine delle decine di metri, che abbassano il livello di base del sistema e giustificano la reincisione del deposito intracanalè.

La morfologia meandriforme con la presenza di diversi ordini di terrazzi, in associazione al profilo longitudinale caratterizzato da un gradiente che diminuisce con il progressivo aumento della profondità, indica un sistema di canyon "maturo", da mettere in relazione al tipo di margine passivo con limitata attività tettonica.

L'evoluzione di questi sistemi è sintetizzata nel modello proposto in Figura 90, dove nella fase iniziale di formazione del canyon si ha la rapida incisione del canyon con la formazione dei primi argini esterni, con la probabilità di formazione contemporanea di qualche argine interno (a); una seconda fase durante la quale si verifica un ulteriore approfondimento del canyon, con erosione delle sponde esterne ed asportazione dei primi depositi intracanalè durante la fase di re incisione (b).

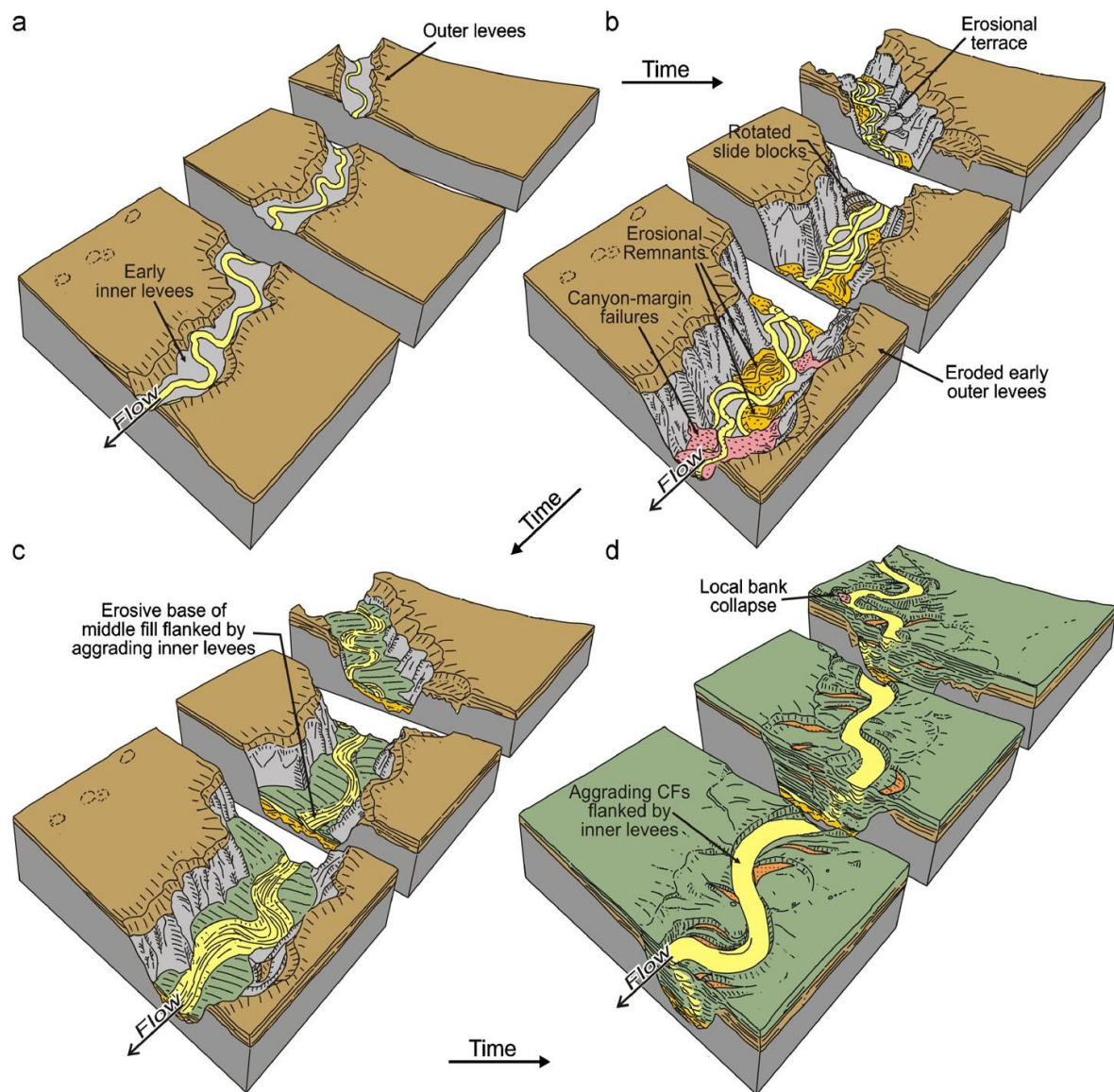


Figura 90 – Modello evolutivo dell'evoluzione di un canyon meandriforme in quattro fasi. Da Deptuck M. E. et al. 2007.

- A) Rapida incisione con la formazione dei primi argini esterni;
- B) fase di approfondimento con erosione delle sponde esterne;
- C) erosione basale del riempimento associato alla migrazione laterale dei canali;
- D) riempimento del canyon sottostante ad opera dei depositi che fiancheggiano il canale e tendono ad attenuare la morfologia dell'intero sistema.

La terza fase rappresentata dall' erosione basale del riempimento associato alla migrazione laterale dei canali fiancheggiati dagli argini interni che drappeggiano le aree intracanal più elevate (c); la conclusione del modello è rappresentata dal riempimento del canyon sottostante ad opera dei depositi che fiancheggiano il canale e tendono ad attenuare la morfologia dell'intero sistema, nonostante si mantengano le caratteristiche di Canyon meandriforme (d).

L'evoluzione ipotizzata è da mettere in relazione a movimenti tettonici anche dell'ordine di 10 metri. Le oscillazioni eustatiche del livello marino non influenzano direttamente le dinamiche dei flussi torbiditici in quanto il livello di base di questi sistemi è rappresentato dal depocentro della piana dove confluiscono i sedimenti.

Il sedimento che viene rielaborato a partire dal settore centrale del Sarroch Canyon viene preso in carico nel fianco sinistro del sistema per erosione laterale di meandro, dove è stata rilevata una grande area ad erosione diffusa che interessa il bordo della piattaforma e la scarpata superiore.

Questo modello si adatta anche al bacino di Gioia Tauro a Nord dello stretto di Messina, dove, evidenziati dalle sezioni trasversali, sono presenti diversi ordini di terrazzi da mettere in relazione a movimenti tettonici di uplift recenti della catena appenninica.

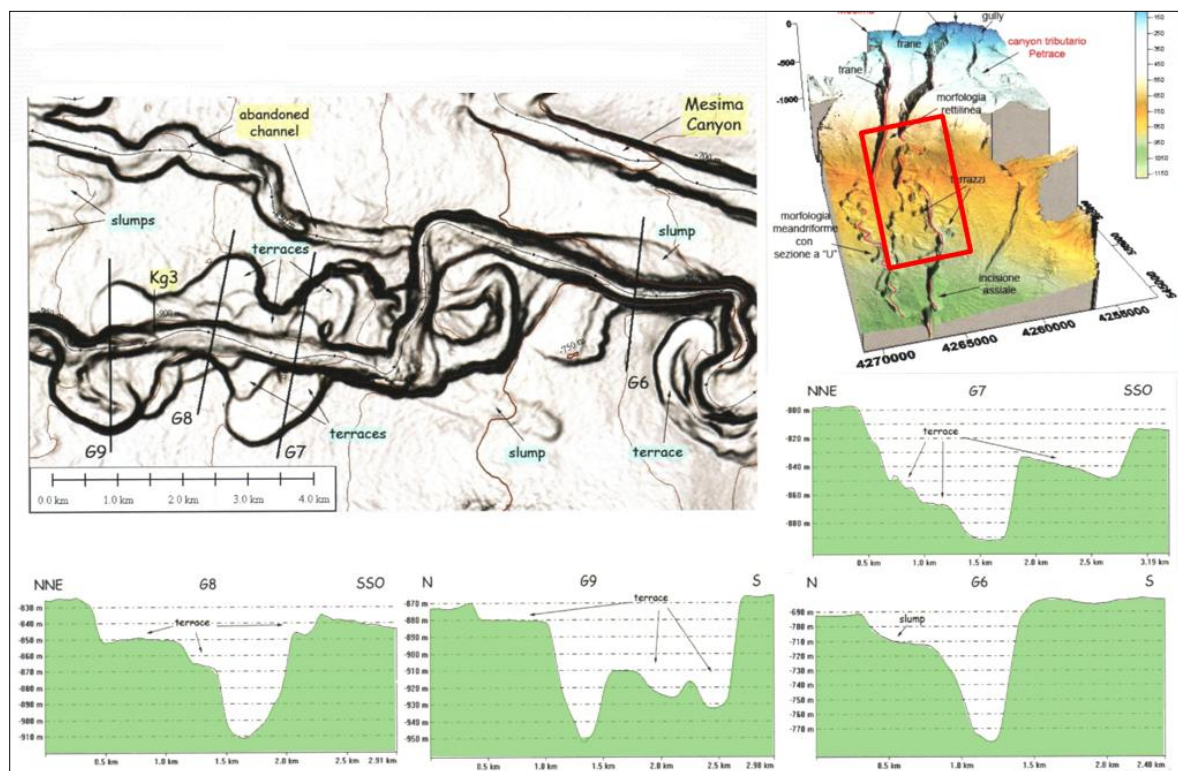


Figura 91 – Rilievo ombreggiato (esagerazione verticale 3X), modello tridimensionale e sezioni trasversali del Canyon di Mesima (Bacino di Gioia Tauro). Da Morelli E. 2011.

In base alle caratteristiche osservate, il **Pula Canyon**, può essere riferito ai casi in cui l'assetto fisiografico e strutturale, ed i tassi di deformazione tettonica controllano lo sviluppo del profilo longitudinale in componente maggiore rispetto alle dinamiche legate ai fattori esogeni. Infatti, nonostante le dinamiche dei flussi al suo interno tendano a smussare le irregolarità con dinamiche di erosione e deposizione, rimane ben visibile l'influenza delle strutture tettoniche che condizionano la geometria dello stesso. Il profilo longitudinale dei canali che costituiscono il Pula Canyon (canyon 6, 7 e 8), evidenzia un andamento variamente articolato; in tutti e tre è riconoscibile un settore superiore caratterizzato da concavità verso l'alto, ed è contraddistinto da un carattere puramente erosivo suggerito dalla geometria a V delle sezioni trasversali e del graduale aumento dell'altezza dei fianchi che risultano interessati da intensi processi di instabilità gravitativa. La vista in pianta del Pula Canyon evidenzia l'influenza di due direttrici principali di lineamenti, una N 310° ed una quasi ortogonale ad essa orientata N 50°, che intersecano trasversalmente il corso del canyon dislocando il corso dello stesso.

La concomitanza tra i processi di smantellamento dei fianchi, e la totale assenza di deposito intracanalale, in un fondo che appare molto inciso direttamente sul substrato con la presenza di numerosi salti batimetrici, induce all'ipotesi che il sistema sia governato da dinamiche di trasporto attivo.

I flussi che riescono ad oltrepassare questo settore, raggiungono le porzioni più profonde del sistema, incidendo le morfologie preesistenti e smussando le asperità del fondale con dinamiche di erosione retrogressiva. Il settore profondo segna una variazione nelle caratteristiche del profilo longitudinale del thalweg, si registrano valori del gradiente più elevati che si mantengono più uniformi lungo lo sviluppo. Anche il settore profondo del Pula Canyon presenta un carattere prettamente erosivo, messo in evidenza dalla geometria a V delle sezioni trasversali, e dalla presenza di numerosi gradini morfologici lungo il fondo. Il carattere erosivo del sistema è connesso ad un aumento del potere erosivo dei flussi in quest'area, in relazione all'aumento del gradiente della scarpata continentale.

In base alle considerazioni relative allo studio morfobatimetrico di dettaglio è possibile affermare che questo settore sia all'interno del Golfo di Cagliari quello interessato dal maggiore tasso di attività erosiva e caratterizzato da un maggiore controllo tettonico delle dinamiche evolutive dei sistemi di canyon. Anche lo studio dei profili longitudinali dei fianchi ha evidenziato un notevole controllo strutturale, a causa della forte asimmetria tra quello destro ed il sinistro.

Sono state studiate le correlazioni con il canyon di Monterey, nel margine californiano, dove un sistema di faglie minori correlate alla faglia di San Andreas interseca perpendicolarmente il canale principale dislocando il corso dello stesso.

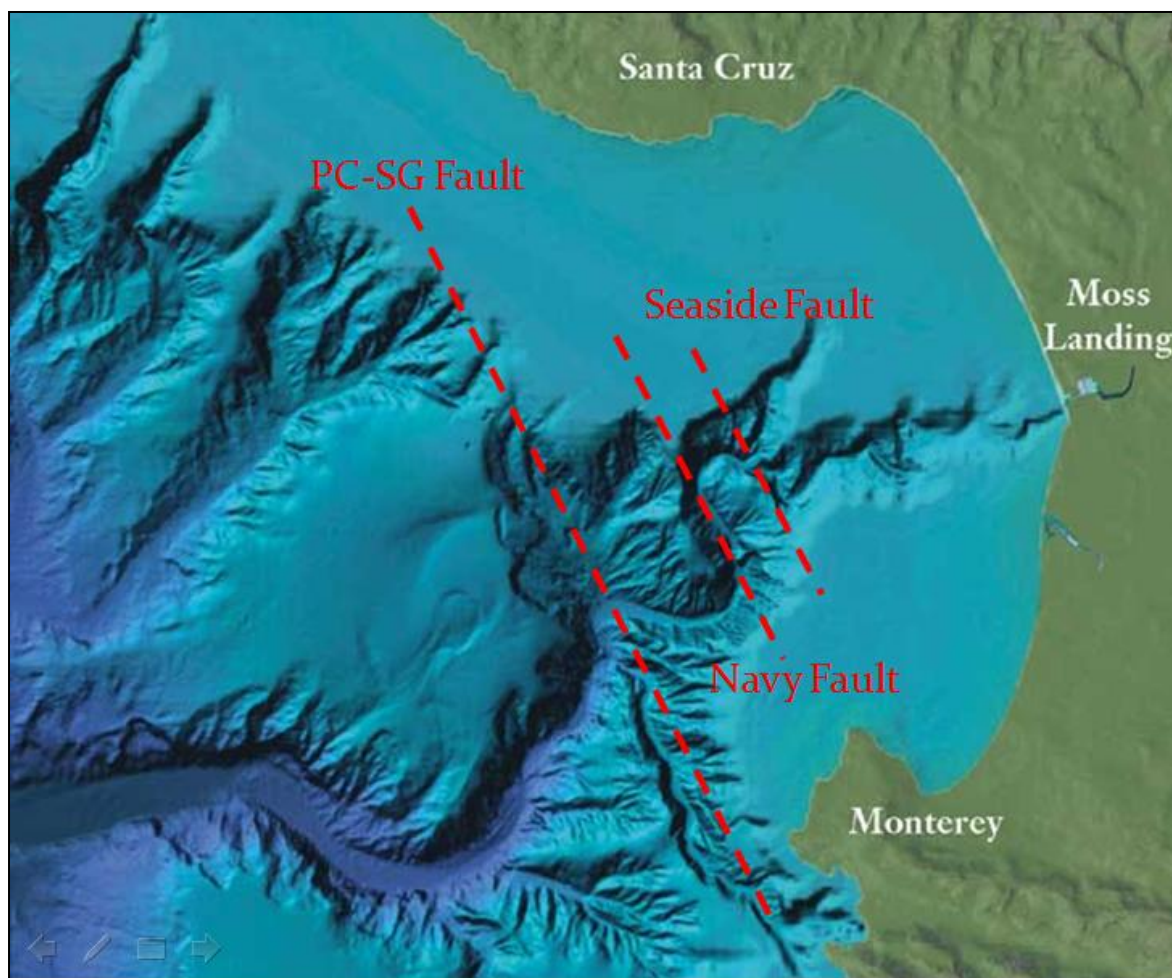


Figura 92 – Rilievo ombreggiato dello sviluppo del Monterey Canyon (California). In rosso sono evidenziati i lineamenti tettonici correlati alla grande faglia di San Andreas che dislocano il corso del thalweg.

Il Monterey Canyon incide il margine continentale trasforme della California centrale, che separa la placca Pacifica ad Ovest dalla placca Nord Americana ad Est. Il limite tra le due placche è rappresentato dal sistema di faglie di San Andrea; questo sistema è caratterizzato da un movimento trascorrente destro. Questo sistema di faglie separa due grandi province tettoniche, il blocco Salinian ad E, costituito da litologie granitiche e metamorfiche, ed il blocco di San Simeon (McCulloch, 1989) ad O costituito da litologie metamorfiche e sedimentarie (Mullins & Naghel, 1981; Grenne et al., 2002).

Il settore del margine continentale inciso dal Monterey Canyon corrisponde alla Baia di Monterey, ed è caratterizzato da un'ampia piattaforma che si sviluppa fino a 15 km di

larghezza, dove, alla profondità di circa -130 m, si passa ad una scarpata continentale fortemente interessata da processi erosivi e di instabilità gravitativa, con la presenza di incisioni canalizzate di piccole dimensioni, concentrati principalmente nel settore di passaggio tra piattaforma e scarpata.

Nonostante questo sistema si indenti nella piattaforma fino a bassissime profondità, avvicinandosi notevolmente alla linea di riva, non risulta connesso ad alcun grande sistema fluviale.

Il Monterey Canyon presenta un andamento in pianta meandriforme in tutto il settore di piattaforma continentale, per passare ad una geometria sinuosa nel settore di scarpata superiore. Il profilo longitudinale presenta un gradiente medio di $0,9^\circ$; i valori massimi del gradiente si misurano in corrispondenza del settore di piattaforma ($1,9^\circ$), che passa a valori medi di $1,2^\circ$ nel settore di scarpata superiore, per arrivare a valori di $0,2^\circ$ nel settore più profondo (Morelli E. 2011).

Lungo il corso del sistema, in corrispondenza della faglia Palo Colorado – San Gregorio (PC – SG Fault in Figura 92), si osserva un cambiamento della geometria delle sezioni trasversali da un profilo a V decentrato nel settore di piattaforma, ad un profilo ad U a fondo piatto nel settore di scarpata continentale.

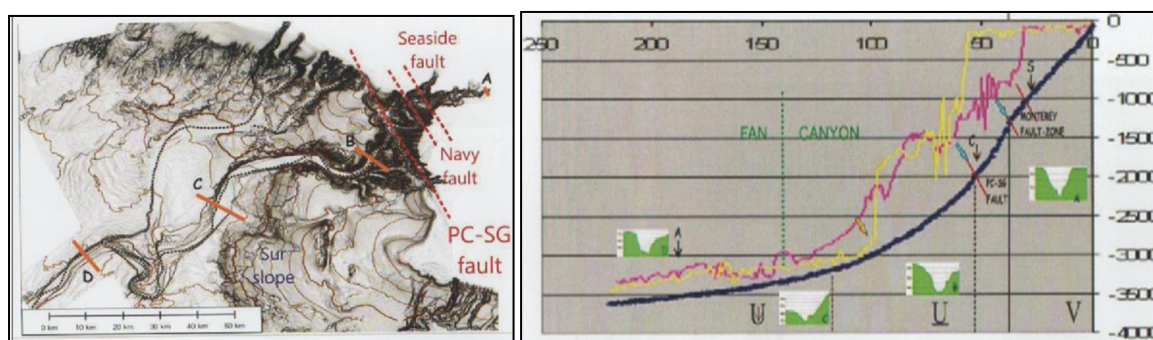


Figura 93 – Rilievo ombreggiato del sistema piattaforma – scarpata nel margine californiano che ospita il Monterey Canyon e relativi profili morfometrici del thalweg e dei fianchi (da Morelli E. 2011).

Lo studio morfometrico del sistema Monterey Canyon mostra fianchi e thalweg fortemente disequilibrati, in relazione a condizioni di tettonica attiva del margine che nell'attuale Golfo di Cagliari non compare (Figura 93).

L'analisi quantitativa svolta per il sistema del Pula Canyon, ha permesso di effettuare alcune correlazioni, in termini di parametri, con il sistema rappresentato dal Monterey Canyon, che presentano alcune analogie morfologiche, nonostante i due sistemi si collochino in margini continentali con un assetto fisiografico, strutturale e litologico

geologicamente molto lontano. Nella tabella successiva vengono sintetizzate le principali differenze ed analogie riscontrate nella correlazione dei due sistemi.

Tabella 3 – Schema di sintesi della correlazione tra il Pula Canyon ed il Monterey Canyon; differenze ed analogie.

ANALOGIE		
MORFOLOGIA	Geometria in pianta complessa, alternanza di tratti rettilinei e sinuosi, brusche variazioni di orientazione del canyon	
APPORTI SEDIMENTARI	Assenza di un ampio sistema fluviale connesso alle testate che alimenti il sistema, forte instabilità lungo i fianchi	
STRUTTURALI	Lineamenti tettonici disposti in maniera perpendicolare allo sviluppo del corso del Canyon	
FISIOGRAFICHE	Piattaforma continentale molto estesa (circa 15 km)	
DIFFERENZE		
PULA CANYON		MONTEREY CANYON
ATTIVITA’	Attività sismica quasi assente	Intensa attività sismica
GEODINAMICA	Margine passivo	Margine trasforme
LITOLOGICA	Litologie sedimentarie Plio quaternarie	Litologie granitiche , metamorfiche e sedimentarie

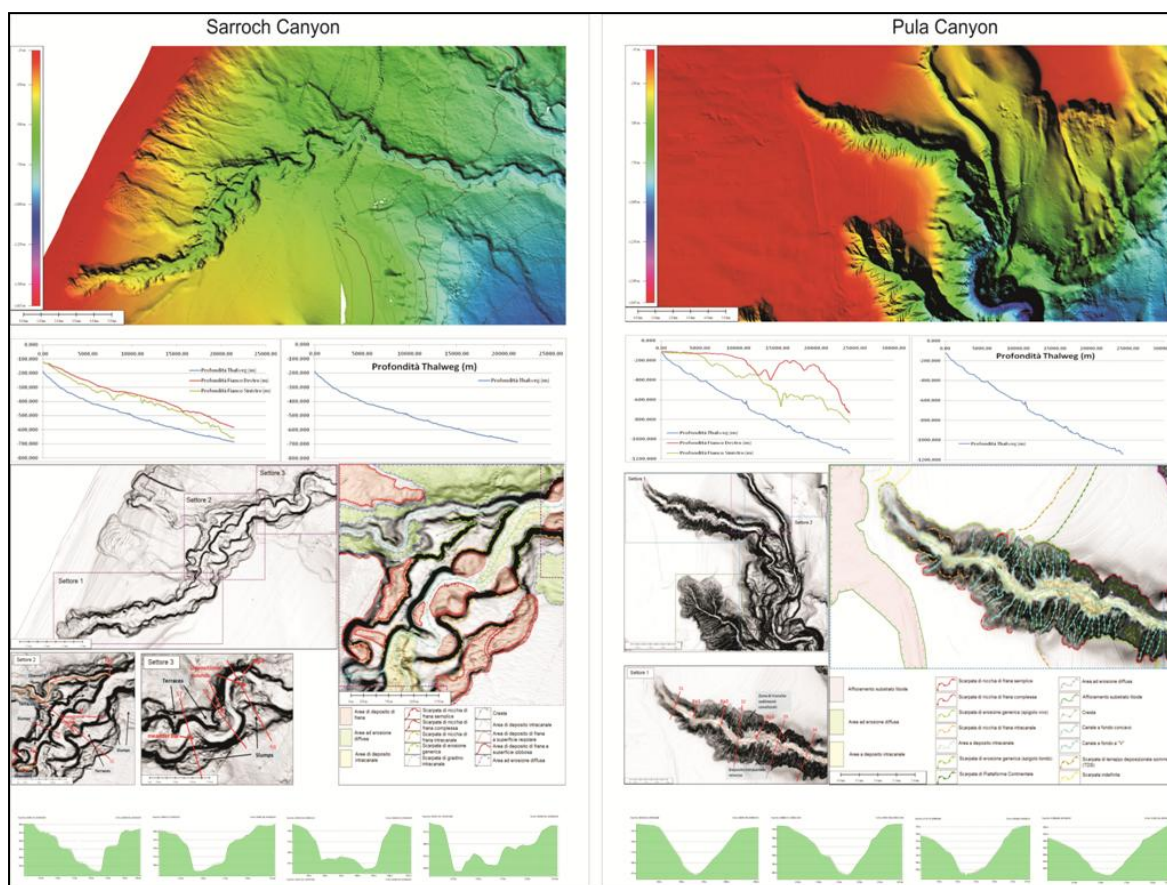


Figura 94 – Schema di sintesi relativo alle differenze tra le due tipologie di canyon (Sarroch Canyon – Pula Canyon) rilevate nell'area oggetto di studio.

Il Sarroch Canyon ed il Pula Canyon sono i sistemi che meglio rappresentano le due tipologie rilevate nell'area di studio. Nello schema di sintesi proposto in Figura 94 si osserva come l'andamento dei profili longitudinali, sia del thalweg che dei fianchi, risulti molto più articolato nel Pula Canyon.

Dall'analisi della geometria delle sezioni trasversali si nota una marcata differenza: il profilo longitudinale del thalweg del Sarroch Canyon mantiene una geometria ad U per tutto il suo sviluppo che in alcuni punti si articola in più canali, con la presenza di diversi ordini di terrazzi intracanal; il profilo longitudinale del thalweg del Pula Canyon evidenzia una geometria a V, e risulta privo di corpi sedimentari intracanal.

Da queste evidenze è possibile affermare che nel settore meridionale dell'area indagata, i fenomeni erosivi sono molto più spinti rispetto al settore settentrionale, in quanto la zona ha avuto un comportamento geodinamico legato all'evoluzione del bordo occidentale del Golfo di Cagliari.

**Capitolo 7 – IL SISTEMA PIATTAFORMA CONTINENTALE -
SCARPATA DEL GOLFO DI CAGLIARI: LE FRANE**

7.1 ANALISI QUANTITATIVA DEL SISTEMA DI FRANE DEL GOLFO DI CAGLIARI

7.1.1 Introduzione alle analisi quantitative dei sistemi di frane sottomarine

Lo studio delle frane sottomarine è finalizzato a determinare i processi fisici associati con il cedimento di unità sedimentarie, un aspetto fondamentale nella determinazione della loro potenziale pericolosità. La distribuzione spaziale e temporale delle frane sottomarine è ricostruita allo scopo di determinare i fattori predisponenti e i processi di innesco che favoriscono il collasso dei sedimenti lungo i margini continentali e per ottenere informazioni su aree potenzialmente instabili dove eventi di cedimento possono essere previsti per il futuro. Le frane sottomarine, pur innescandosi con meccanismi simili a quelli delle frane subaeree, sono generalmente di maggiori dimensioni e si formano su pendii meno inclinati. La loro messa in posto è favorita, infatti, dalla spinta di galleggiamento che ricevono i materiali per il fatto di trovarsi sott'acqua. Il contesto tettonico (zone molto instabili con frequenti scosse sismiche) e fisiografico (ad esempio in ambiente deltizio), contribuiscono in maniera decisiva nell'instabilità e nel conseguente cedimento di porzioni del margine.

Lo studio dei collassi gravitativi si concentra maggiormente in scenari in cui si rilevano potenziali *geohazard*, ossia in prossimità delle aree marine costiere; questi studi si pongono come obiettivo quello di classificare sistematicamente i vari elementi morfostrutturali in funzione alla loro dettagliata localizzazione in termini di volumi interessati, i caratteri litologici e crono stratigrafici che caratterizzano il sistema, e la dinamica recente che lo influenza.

Lo studio delle frane sottomarine riveste nel contesto dell'avanzamento delle conoscenze dei *geohazard* un ruolo fondamentale.

L'instabilità ed il collasso gravitativo di imponenti masse sono spesso diretti responsabili di maremoti e rappresentano un nodo cruciale nello studio della morfodinamica dei margini. Questi fenomeni oltre a condizionare in maniera consistente la morfodinamica dei fondali marini in alcuni casi presentano delle dimensioni ed una energia tale da giustificare il loro legame di causa ed effetto rispetto ad eventi di *tsunami* distruttivi. Oltre alle forme e ad alcuni meccanismi comuni, le varie fenomenologie presentano dei meccanismi di innesco che oltre ad essere controllati dalla forza di gravità possono essere ricondotti agli effetti della variazione della pressione dei fluidi interstiziali.

Le relazioni tra variazioni glacio-eustatiche e la frequenza di movimenti gravitativi di massa in mare sia nella scarpata che sul ciglio della piattaforma, sono stati attribuiti nei vari modelli di stratigrafia sequenziale, come caratteristici del corpo sedimentario di basso stazionamento del livello marino (Low Stand System Tract; Mitchum et al., 1977; Emery and Myers, 1996).

L'instabilità veniva posta in relazione alla presenza sul ciglio della piattaforma continentale, dei sistemi deltizi fluviali che scaricavano ingenti quantità di materiale detritico direttamente sulla scarpata. Durante le fasi di stazionamento alto del livello del mare si veniva invece a creare nell'area di piattaforma un sistema in grado di smorzare e di distribuire l'energia relativa a questi processi.

Studi più recenti hanno evidenziato il ruolo di processi che si verificano a maggiore profondità, e che riguardano la relazione tra variazioni di temperatura e pressione idrostatica generati dalle variazioni glacio-eustatiche, e la destabilizzazione dei gas idrati. In condizioni eustatiche di mare basso si verifica un importante rilascio della componente fluida gassosa contenuta all'interno dei sedimenti, causando un aumento della pressione interstiziale. Tale condizione comporta un allontanamento relativo dei clasti che costituiscono il sedimento ed una conseguente diminuzione del numero dei contatti tra le particelle che compongono il pacchetto sedimentario, con la successiva riduzione di resistenza al taglio ed l'innesco dell'evento gravitativo. Ulteriori recenti studi (Nixon et al., 2006) dimostrano che nel settore di scarpata superiore anche piccole quantità di dissociazioni di gas idrati possono condizionare l'instabilità dei depositi.

Questo fatto ha messo maggiormente in evidenza sia la possibilità che tali processi possano realizzarsi in maniera consistente anche in situazioni di alto stazionamento marino (Sultan et al., 2004), ma anche che la concentrazione e frequenza di processi di instabilità gravitativi non siano necessariamente controllati dalle variazioni eustatiche.

Alcune classificazioni proposte da diversi autori sia per le frane emerse che sommerse si limitano alla considerazione di pochi aspetti:

- Tipologia e geometria del piano di distacco;
- Dinamica, velocità e i meccanismi di trasporto;
- Caratteri litologici e di coesione dei materiali coinvolti.

Oltre questi fattori, nell'analisi dei dissesti sottomarini, devono necessariamente essere considerati:

- La variazione del livello marino (eustatismo e glacialismo);

- L'idrodinamica (correnti litorali, correnti di fondo profonde, moto ondoso, maree);
- L'apporto sedimentario (tipologia, dinamica, entità, velocità e distribuzione);
- Presenza di gas nei sedimenti, gas idrati o risalita di fluidi con gas;
- Tsunami

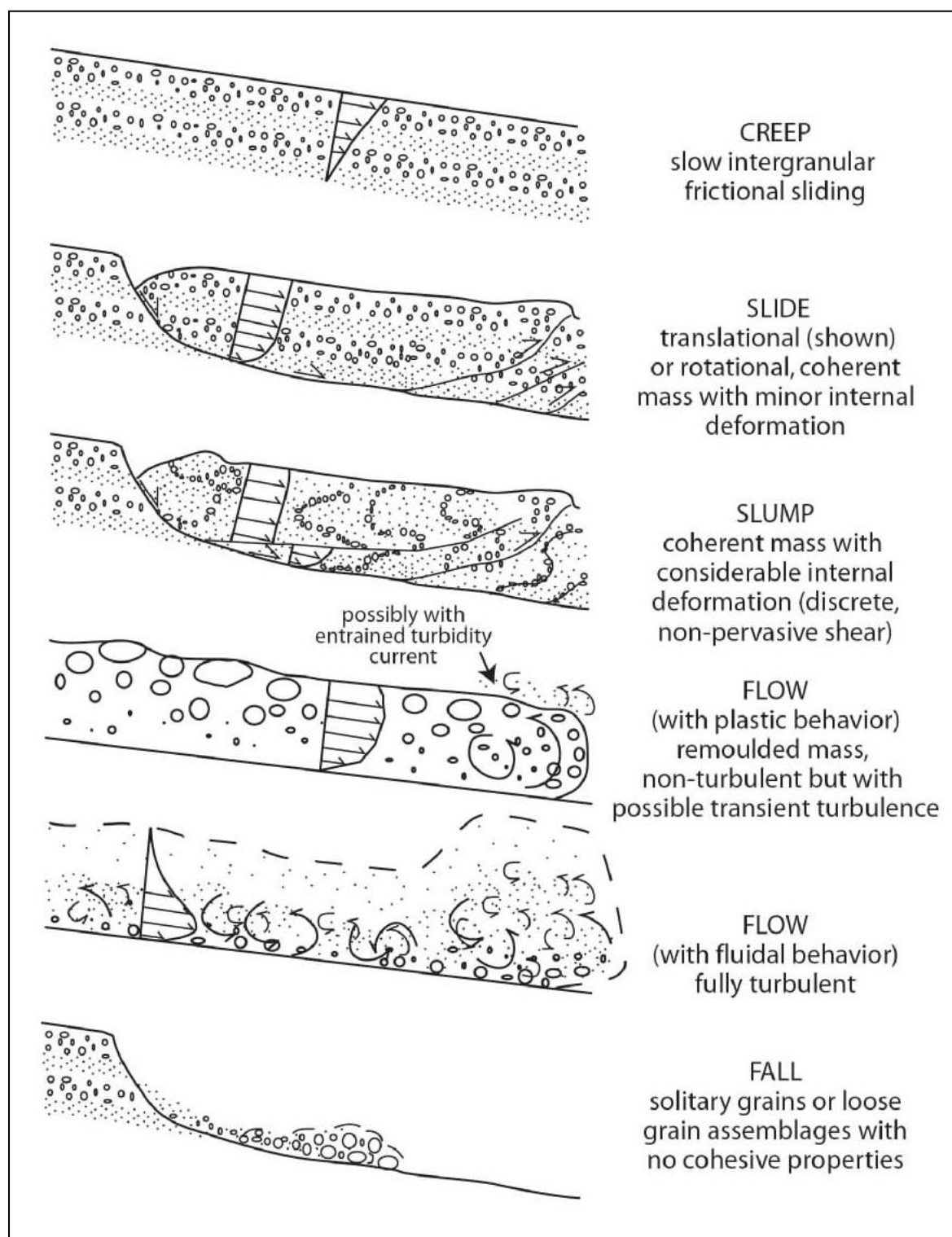


Figura 95 – Classificazione di differenti tipologie di frane sottomarine proposte da Nemec, (1990).

I meccanismi di innesco e sviluppo di una frana sottomarina sono vari, spesso coesistono all'interno di un generale processo di movimento di massa di grande dimensione. I movimenti principali che possono descrivere, sia singolarmente che in cooperazione, i fenomeni gravitativi subacquei, si sintetizzano in tre modelli base (Dykstra, 2006).

Il più semplice è rappresentato dal movimento simultaneo e uniforme dell'intero corpo di frana, che durante il trasporto può disgregarsi in segmenti e, nei casi più estremi, raggiungere il massimo grado di disgregazione (*debris flow*, *mud flow*, ecc).

Il secondo modello considera uno sviluppo retrogressivo della frana, che dalla base della scarpata trasmette il dissesto verso l'alto progressivamente per erosione basale, generando fratturazione parallela all'andamento della nicchia iniziale. Nello stadio finale di questo modello la nicchia di distacco principale arriva ad interessare il ciglio della piattaforma e provoca il suo progressivo arretramento.

La terza modellizzazione prevede lo sviluppo progressivo di una frana sottomarina caratterizzata nell'area della scarpata superiore dalla presenza di *slumping* o scivolamenti che muovendosi verso il basso generano un sovraccarico sui depositi sottostanti e di conseguenza il loro cedimento e progressivo franamento verso la base della scarpata.

I processi gravitativi sopra descritti talvolta interagiscono con flussi torbidity o iperpicniali, contribuendo alla formazione ed allo sviluppo dei sistemi di canyon sottomarini ed all'arretramento delle loro testate.

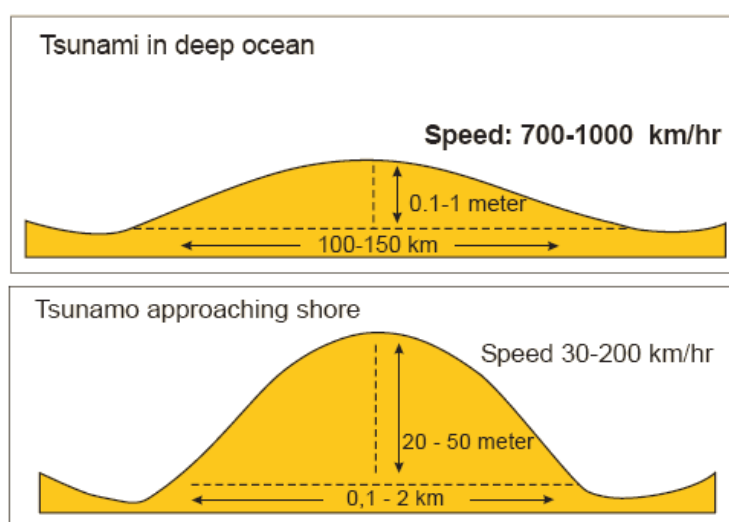


Figura 96 – Propagazione dell'onda di tsunami in mare aperto ($L=150$ km; $H=1$ m; Speed 1000 km/h), e sottocosta ($L=2$ km; $H=50$ m; Speed 200 km/h) (Da Biscarini Chiara 2005).

Nonostante i notevoli avanzamenti delle conoscenze sui fenomeni connessi alle frane sottomarine, attualmente rimangono grandi incertezze sulla quantificazione delle potenzialità delle stesse di generare tsunami. In particolare risulta ancora complesso definire il loro grado di pericolosità e di conseguenza di rischio sui territori in cui insistono (Bruschi et al, 2006; Nadim, 2006).

Le dinamiche distruttive correlabili ad un evento di tsunami sono essenzialmente tre: il più diretto ed immediato è l'impatto con le strutture costiere, seguito dalla repentina inondazione dell'area colpita, ed infine si hanno dinamiche erosive nella fase di ritiro delle acque.

7.1.2 Morfologia generale dei sistemi di frane nel Golfo di Cagliari

All'interno dell'area indagata sono stati rilevati numerosi eventi gravitativi di massa, caratterizzati da differenti dinamiche evolutive; sono stati rilevati fenomeni all'interno delle testate e nei fianchi dei canyon, in corrispondenza del ciglio della piattaforma continentale, in scarpata superiore e nelle cornici degli alti morfologici.

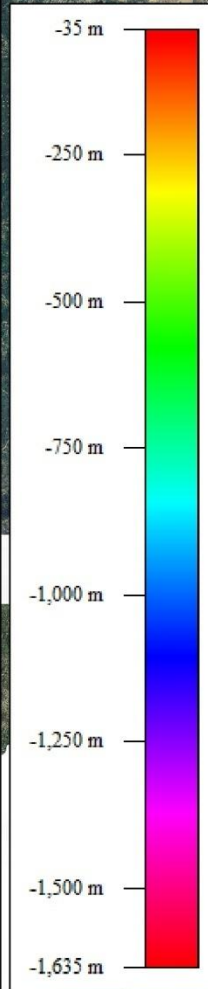
Sono stati studiati e descritti nel dettaglio i cinque fenomeni gravitativi che evidenziano i caratteri morfologici e volumetrici maggiormente significativi all'interno del Golfo di Cagliari.

La frana più settentrionale dell'area oggetto di studio è stata rilevata all'interno della testata del S. Elia – Foxi Canyon, interessa un volume di sedimento stimato di 35 milioni di metri cubi, in cui la superficie del deposito risulta caratterizzata dalla presenza di diversi ordini di creste allungate perpendicolarmente alla direzione di massima pendenza; questa frana verrà descritta nel dettaglio nei paragrafi successivi e verrà indicata come “*frana significativa 1*”.

Il settore compreso tra il bordo della piattaforma continentale e la scarpata superiore nel bordo occidentale del Golfo di Cagliari, ospita due grandi aree di collasso gravitativo caratterizzate da deposito di materiale fine a superficie gibbosa e a creep. Interessano un volume complessivo di sedimento di circa 130 milioni di metri cubi; verranno identificate nella descrizione di dettaglio come “*frana significativa 2*” (la più settentrionale) e “*frana significativa 3*” (quella meridionale).

Le frane rilevate nelle pendici del rilievo strutturale di “Su Banghittu” sono caratterizzate da dinamiche di crollo e scivolamenti, presentano infatti un deposito a blocchi, indice di controllo strutturale dell'area. Interessano decine di milioni di metri cubi di sedimento, che si allontana dalla nicchia di distacco per diversi chilometri con dinamiche di *debris avalanche*. I fenomeni franosi di maggiori dimensioni sono due, uno nel settore meridionale ed uno nel settore settentrionale del rilievo; verranno identificati rispettivamente come “*frana significativa 4*” e “*frana significativa 5*”.

Inquadramento Frane Significative



Sant'Elia - Foxi Canyon

Frana Significativa 1

Frana Significativa 2

Sarroch Canyon

Frana Significativa 3

Carbonara Canyon

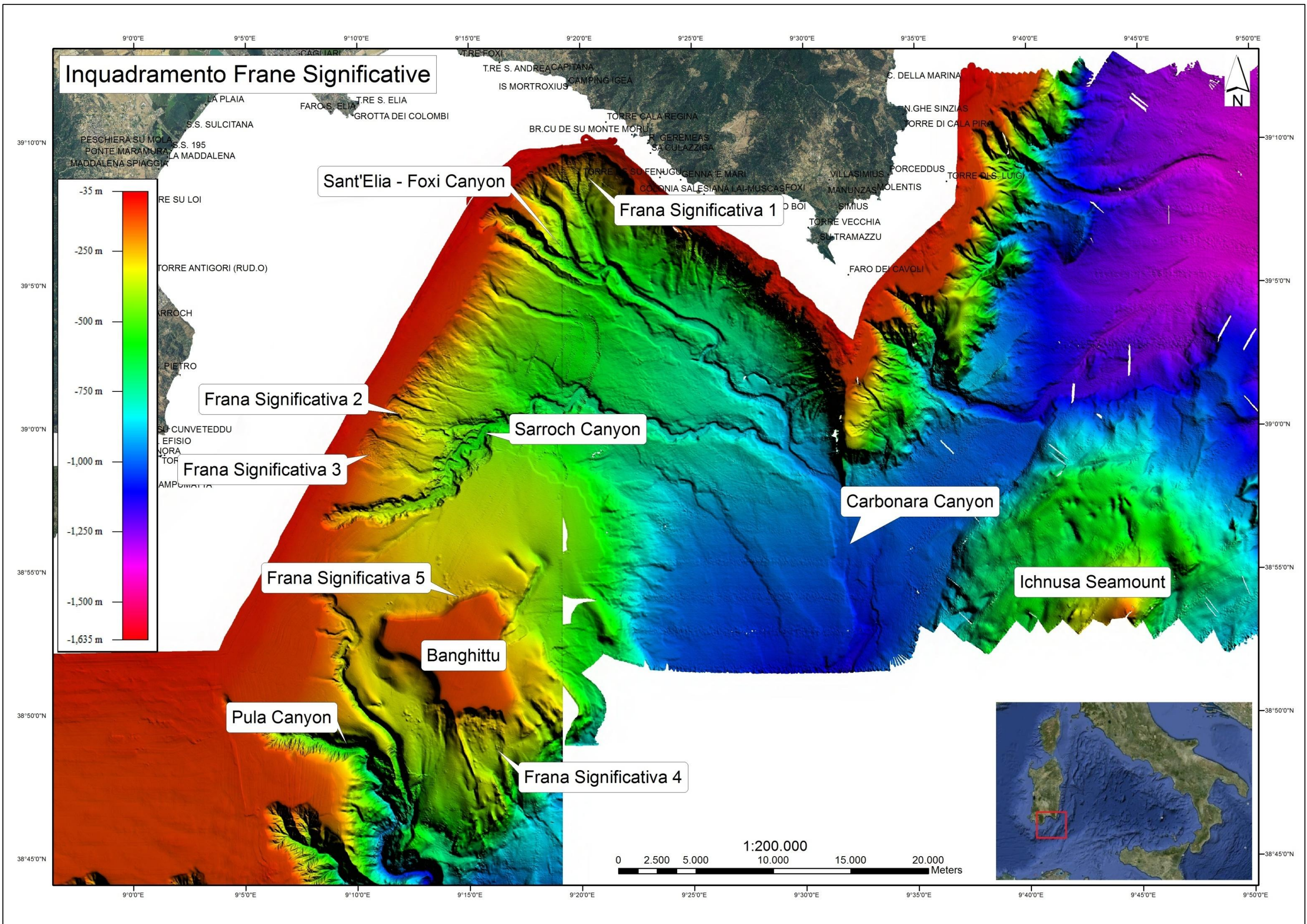
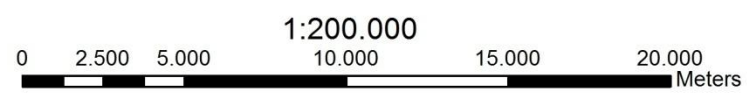
Frana Significativa 5

Ichnusa Seamount

Banghittu

Pula Canyon

Frana Significativa 4



7.1.3 Frane rilevate all'interno dei sistemi di Canyon:

La frana significativa 1 rappresenta l'evento gravitativo di maggiori dimensioni rilevato all'interno dei canyon e canali presenti nell'area oggetto di studio. Occupa un importante settore all'interno della testata del S. Elia – Foxi Canyon, nella porzione più settentrionale del Golfo di Cagliari; è compresa in un intervallo batimetrico di circa 230 m, dalla profondità minima di -130 m, appena più in basso del lobo principale della testata in erosione retrogressiva, fino alla profondità massima di -360 m misurati in corrispondenza del fondo del canale nella sezione di chiusura della testata.

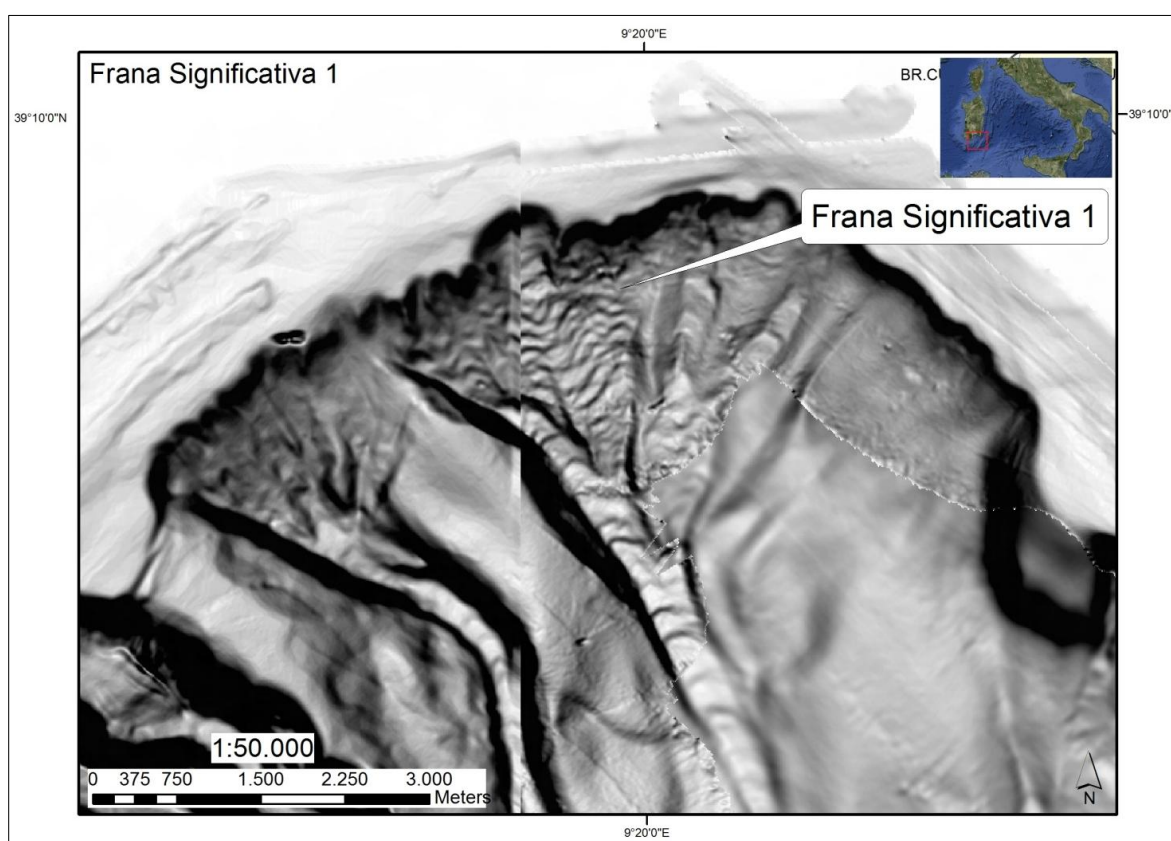


Figura 97 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). È rappresentata la testata del Sant'Elia – Foxi Canyon che include una vasta area di frana.

Questa frana rappresenta, tra le cinque più rilevanti studiate nel Golfo di Cagliari, quella che si colloca ad una minore distanza dalla costa, ad una distanza di 3 km dal bordo orientale del golfo ed a 13 km da Capo Sant'Elia.

La porzione sommitale del deposito è caratterizzata dalla presenza di numerose forme di fondo a forma di mezza luna, con le creste allineate secondo la direzione di massima pendenza. Le forme di fondo hanno lunghezza d'onda variabile dalle decine fino alle centinaia di metri, ed altezze di alcuni metri (Figura 99).

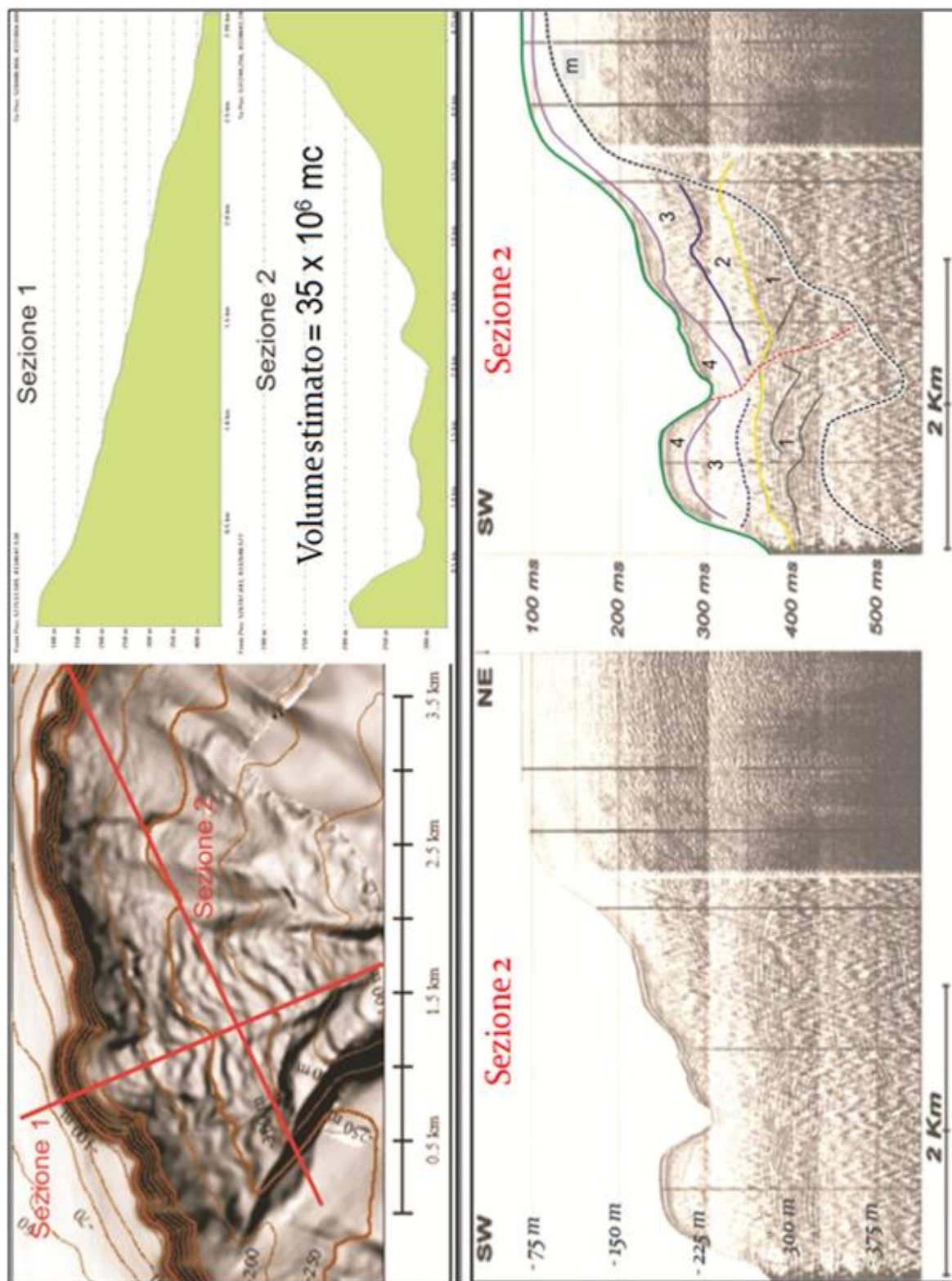


Figura 98 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x), in figura sono illustrati il profilo morfologico longitudinale e trasversale ed il loro posizionamento in pianta. In corrispondenza del profilo morfologico trasversale è stato analizzato il profilo sismico sparker 1 kJ (campagna 12_5/MCS/88), che evidenzia 4 corpi deposizionali relativi a diversi eventi gravitativi di massa. Il corpo più profondo, indicato in figura con il numero 1, si ipotizza che sia un evento relativo alla fine pliocene – inizio pleistocene.

Il deposito di frana occupa una superficie di 541 ha, e si sviluppa per 3,1 km nel verso della massima pendenza, con una larghezza trasversale di 2,4 km ed interessa un volume di sedimento stimato di 35 milioni di metri cubi. Il materiale interessato dall'evento gravitativo è quello limo argilloso che caratterizza gli strati più superficiali del bordo della piattaforma; una componente minore è rappresentata dai sedimenti limo sabbiosi asportati dal TDS (Terrazzo Deposizionale Sommerso). La scarpata di questa struttura deposizionale di lowstand si rileva in questo settore del margine alla quota di -70 m, rimaneggiata dalle dinamiche di erosione retrogressiva in corrispondenza del lobo più importante della testata del canyon.

L'interpretazione della sezione sismica sparker 1 kJ (campagna 12_5/MCS/88) proposta in Figura 98, evidenzia 4 corpi deposizionali relativi a diversi eventi gravitativi di massa. Il corpo più profondo, indicato in figura con il numero 1, si ipotizza che sia un evento relativo alla fine pliocene – inizio pleistocene.

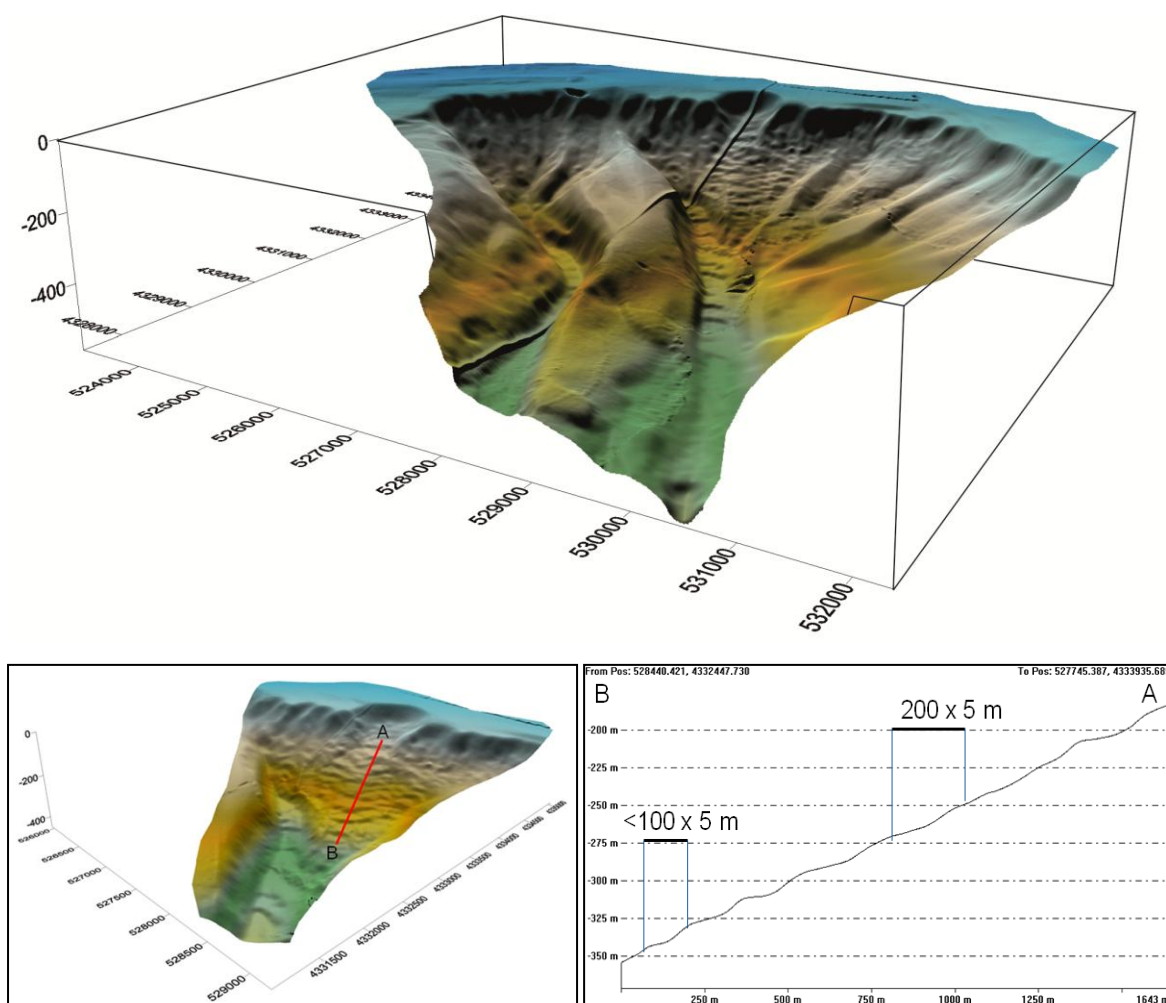


Figura 99 – DTM (Digital Terrain Model) della testata del Sant’Elia – Foxi Canyon. Nei riquadri in basso sono evidenziati il dettaglio del corpo di frana ed un profilo morfologico della superficie del deposito che evidenzia le forme di fondo.

Le forme di fondo rilevate nella superficie del deposito (Figura 99) presentano caratteristiche morfologiche comuni a quelle rilevate nelle pendici delle isole vulcaniche di Stromboli e Salina (Casalbore et al., 2013). La correlazione tra le morfologie due aree evidenzia diverse similitudini, nonostante si tratti di due ambienti geologici condizionati da dinamiche evolutive molto differenti.

Queste forme sono state rilevate all’interno di canali a fondo relativamente piatto, nelle pendici delle isole vulcaniche di Stromboli e di Salina. La metodologia di indagine in questo tipo di studio prevede l’acquisizione di dati a copertura totale “Multibeam” della stessa area ripetuti in momenti diversi, in modo da poter confrontare l’evoluzione delle forme nel tempo. Nelle pendici dell’isola di Stromboli, il profilo A – A’, mostra alla scala di un anno, un approfondimento del substrato ed una migrazione ascendente delle creste delle forme di fondo, evidenziando dinamiche sedimentarie attive in relazione a condizioni di acque poco profonde, con il livello di base posto a circa -10 m.

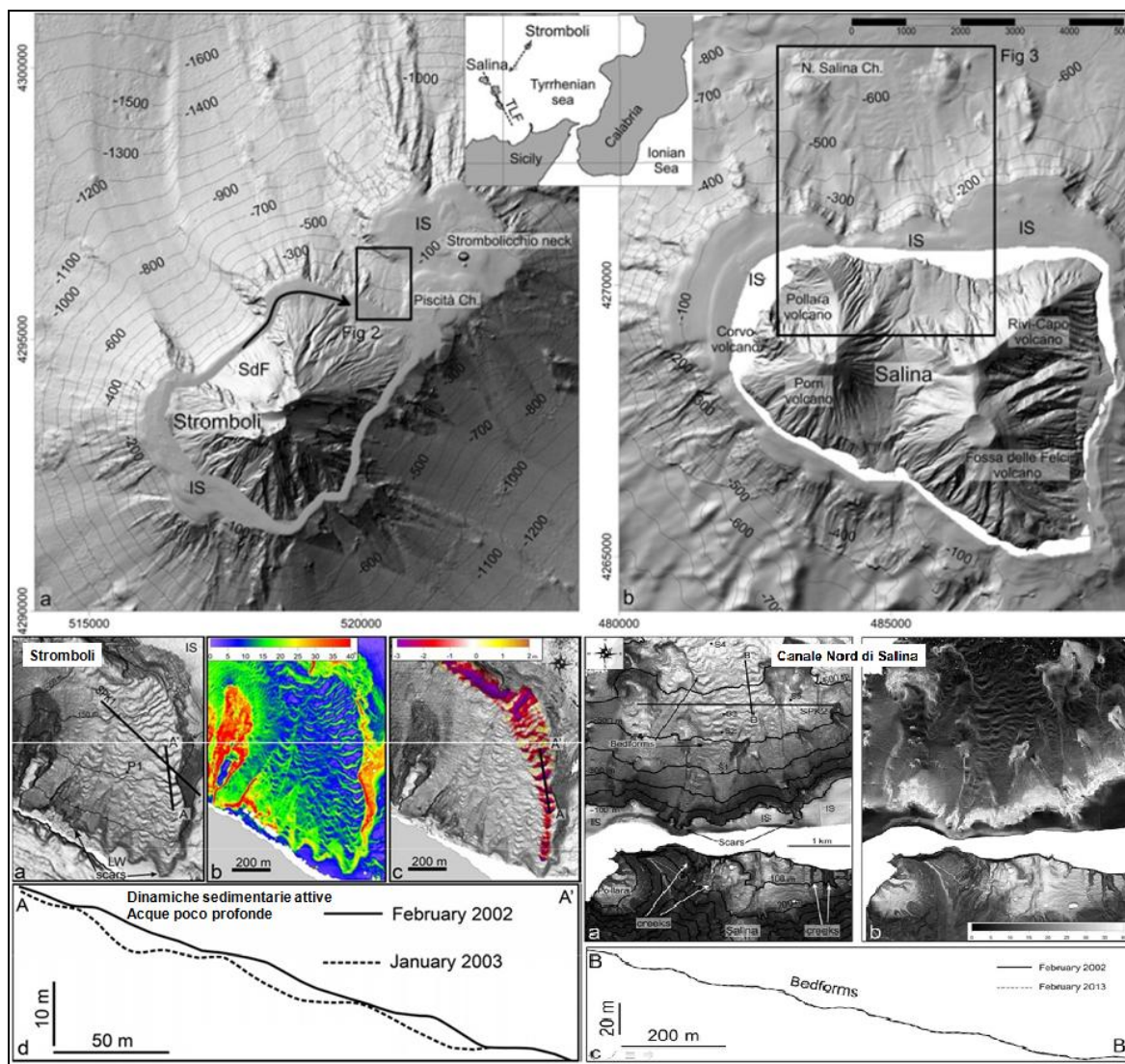


Figura 100 – Rilievo ombreggiato delle isole di Stromboli (a) e Salina (b), con i rispettivi ingrandimenti delle aree evidenziate in nero. Nella parte bassa dell'immagine è rappresentato il profilo longitudinale dell'evoluzione delle forme di fondo.

I rilievi Multibeam relativi al canale Nord di Salina evidenziano una relativa stabilità delle forme alla scala temporale dei 10 anni, presumibilmente a causa della maggiore profondità del livello di base, circa -90 m, che fa ipotizzare uno sviluppo delle stesse in condizioni paleo climatiche ed eustatiche diverse da quelle attuali.

Il deposito ospitato nella testata del canyon Foxi – Sant'Elia, rappresenta entrambe le tipologie appena descritte; la porzione più profonda risponde alle dinamiche attualmente non attive, ed è da mettere in relazione a condizioni eustatiche di mare basso in un diverso contesto paleo climatico.

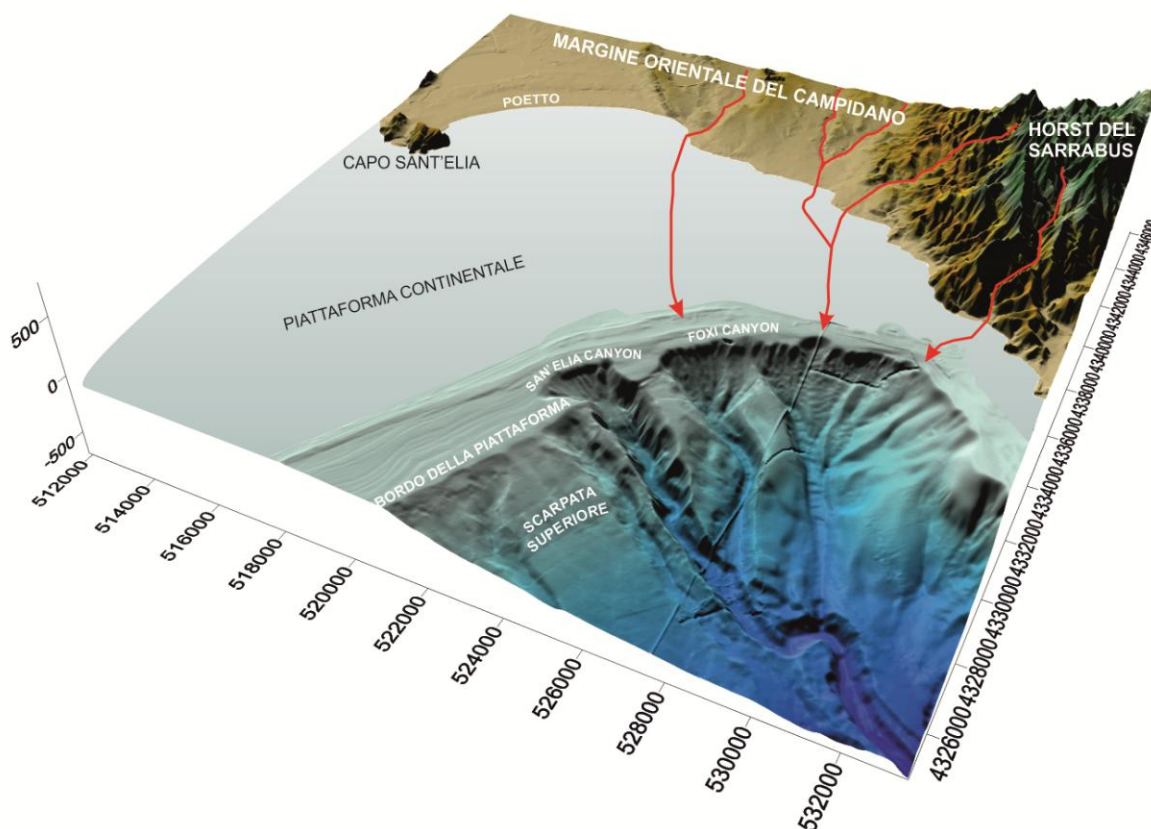


Figura 101 – Rappresentazione tridimensionale (DTM) del settore emerso e sommerso del margine continentale orientale all'interno del Golfo di Cagliari. In rosso è evidenziato il principale reticolo idrografico del settore, dal quale si propagano i flussi iperpicnali che, data la limitata estensione della piattaforma, condizionano l'evoluzione dei depositi all'interno della testata del canyon.

Si ipotizza che le forme di fondo situate a quote superiori siano attualmente attive, con dinamiche di approfondimento e di migrazione verso l'alto delle creste, correlabili con le dinamiche evidenziate nel settore Nord dell'Isola di Stromboli.

La dinamica di approfondimento e della migrazione verso l'alto delle creste nella superficie del deposito, è da mettere in relazione all'influenza esercitata dai flussi iperpicnali in questa porzione di margine (Figura 101).

La piattaforma continentale in questo settore si rileva in estensione fino a 2 km dalla linea di riva, delineando un assetto morfologico del margine controllato nell'evoluzione almeno in parte dai flussi iperpicnali provenienti dal reticolo idrografico dell'horst del Sarrabus.

Allo scopo di verificare le ipotesi formulate, occorrerebbe effettuare una nuova campagna di acquisizione di dati multibeam a copertura totale del settore occupato dalla frana, in modo tale da misurare anche le minime variazioni morfologiche del deposito rispetto all'arco temporale trascorso.

7.1.4 Frane rilevate nel settore piattaforma continentale – scarpata superiore:

Il settore compreso tra il bordo della piattaforma continentale e la scarpata superiore nel bordo occidentale del Golfo di Cagliari è caratterizzato da intensi processi di erosione diffusa. All'interno di quest'area si collocano due eventi gravitativi di massa che hanno mobilitato complessivamente un volume di sedimento stimato di 130 milioni di metri cubi; entrambe le frane sono comprese nell'intervallo batimetrico tra i -110 m ed i -400 m.

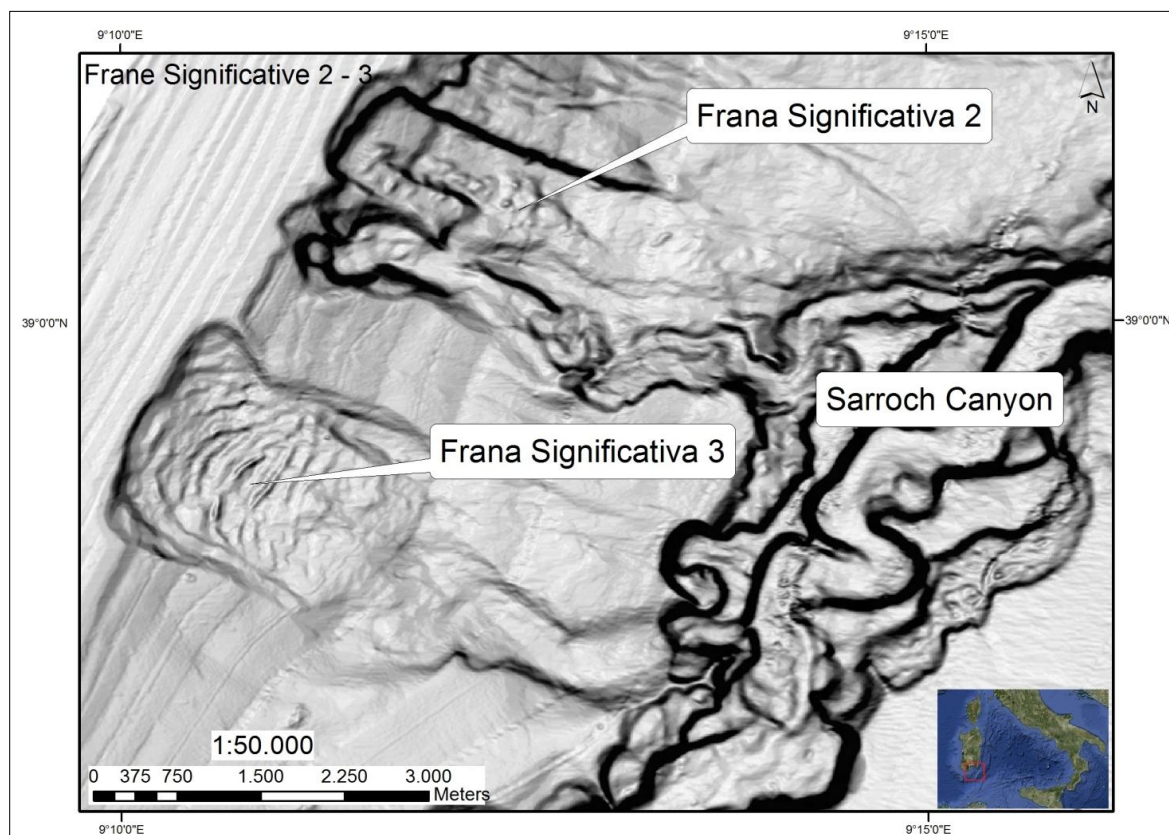


Figura 102 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). Sono indicate le due frane che occupano il settore compreso tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore.

Alla profondità di chiusura dei due sistemi (circa -400 m) si rileva il margine sinistro della porzione centrale del Sarroch Canyon, che scorre parallelamente al bordo della piattaforma accogliendo i sedimenti provenienti da questo settore.

Frana significativa 2:

La frana significativa 2 (Figura 103) risulta, principalmente nel suo margine settentrionale, evidentemente condizionata da alcune strutture tettoniche, direzionate nel verso di massima pendenza che dislocano i diversi sedimenti che costituiscono il deposito (Figura 104).

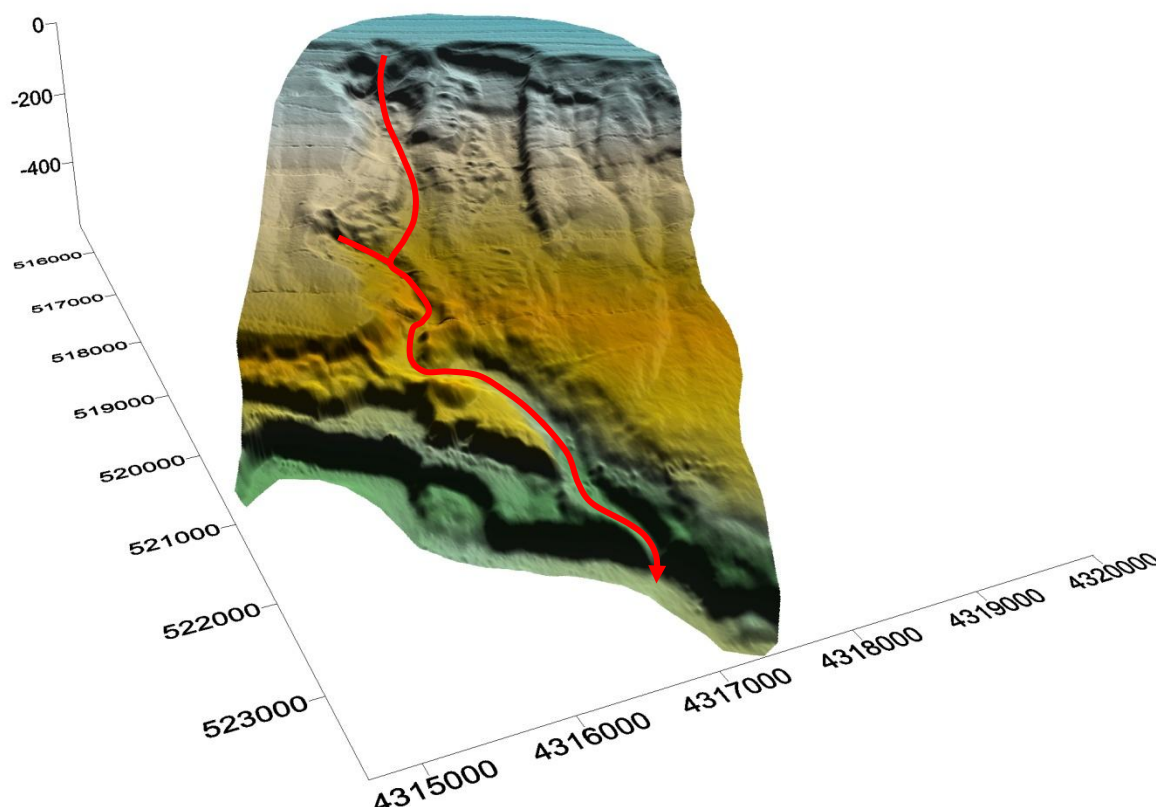


Figura 103 – DTM (Digital Terrain Model) del settore di scarpata superiore interessato dalla frana significativa 2. In rosso è indicato il percorso di un canale tributario al Sarroch Canyon, ipotizzato in una futura evoluzione del sistema.

La presenza di strutture tettoniche che dislocano porzioni di scarpata genera corpi deposizionali caratterizzati da morfologie diverse; si rilevano infatti depositi a superficie gibbosa, piccole aree a creep sopra le quali si rilevano alcuni blocchi delle dimensioni anche di 50 m di diametro, indice di una componente tettonica nel controllo del processo evolutivo. Il settore superiore comprende tre grandi nicchie di distacco alla base delle quali si rilevano i depositi da evento di maggiori dimensioni.

Dallo studio morfologico delle sezioni longitudinale e trasversale (Figura 104), effettuato in parallelo con l'interpretazione delle sezioni sismiche, è stato stimato un volume complessivo del deposito di circa 80 milioni di m³.

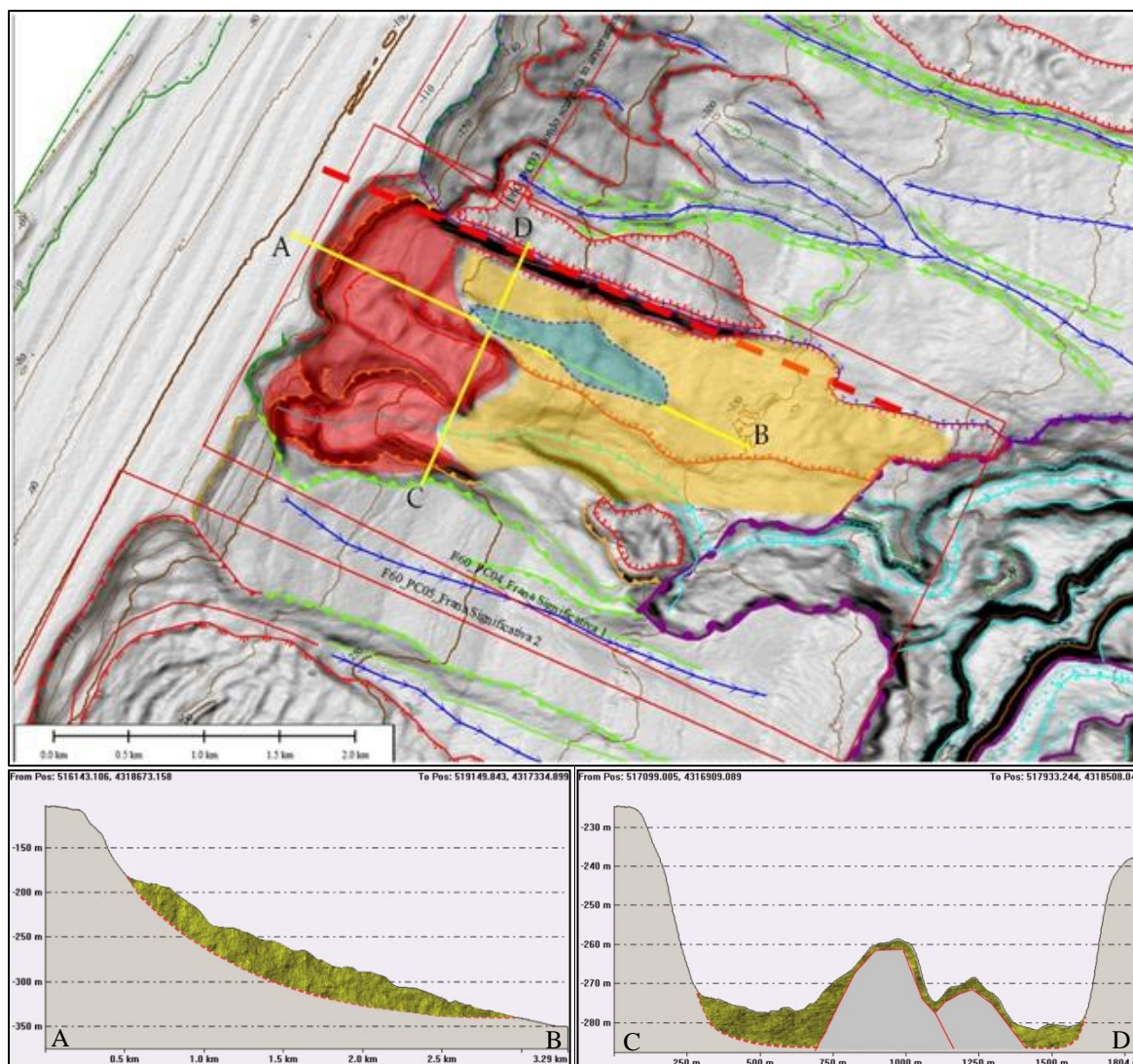


Figura 104 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) dell'area interessata dalla frana significativa 2. Dallo studio dei profili verticale ed orizzontale è stato stimato un volume complessivo di 80 milioni di m^3 .

La principale nicchia di distacco incide la piattaforma continentale fino alla profondità di -108 m, provocando un arretramento della stessa di circa 300 m; in questo settore la PC è molto estesa, si misura una distanza di 13 km dalla costa in corrispondenza di Punta Zavorra tra Sarroch e Pula.

In condizioni eustatiche di mare basso, nelle fasi in cui questo settore di piattaforma risultava emerso, veniva inciso da una rete idrografica che trasportava e riversava i sedimenti direttamente nell'area dell'attuale scarpata superiore. Durante la fase di risalita, in coincidenza con stazionamenti più o meno lunghi del livello del mare, si sono generati diversi ordini di paleo linee di riva, che attualmente si trovano cementate in facies di beach rock a cui è quasi sempre associata una depressione di retrospiaggia colmata da sedimenti fini.

Questi corpi deposizionali litorali relitti si rilevano a coronamento del settore interessato dalla frana significativa 1 in diversi ordini, a partire dalla quota dei -60 m verso profondità minori.

Il corpo di frana ricopre una superficie pari a 550 ha, allungata nel senso del pendio per 3 km, e caratterizzata da larghezza massima di 1,7 km; procedendo verso Nord oltre il limite settentrionale del sistema si incontra un'area ad erosione diffusa caratterizzata da incisioni canalizzate che fungono da collettore per i sedimenti dal bordo della piattaforma verso le porzioni più profonde della scarpata superiore.

Le evidenze morfologiche conducono all'ipotesi di un'evoluzione del margine meridionale della frana, dalla nicchia di distacco fino alla porzione più profonda, evolverà in un canale tributario del Sarroch canyon (Figura 103).

L'interpretazione della sezione sismica sparker proposta in Figura 105, utilizzata a corredo dei dati morfologici, evidenzia il forte condizionamento tettonico dell'area: sono state rilevate numerose faglie dirette che dislocano la serie deposizionale plio pleistocenica; sono inoltre presenti diverse superfici di erosione relative a stadi di stazionamento basso del livello del mare.

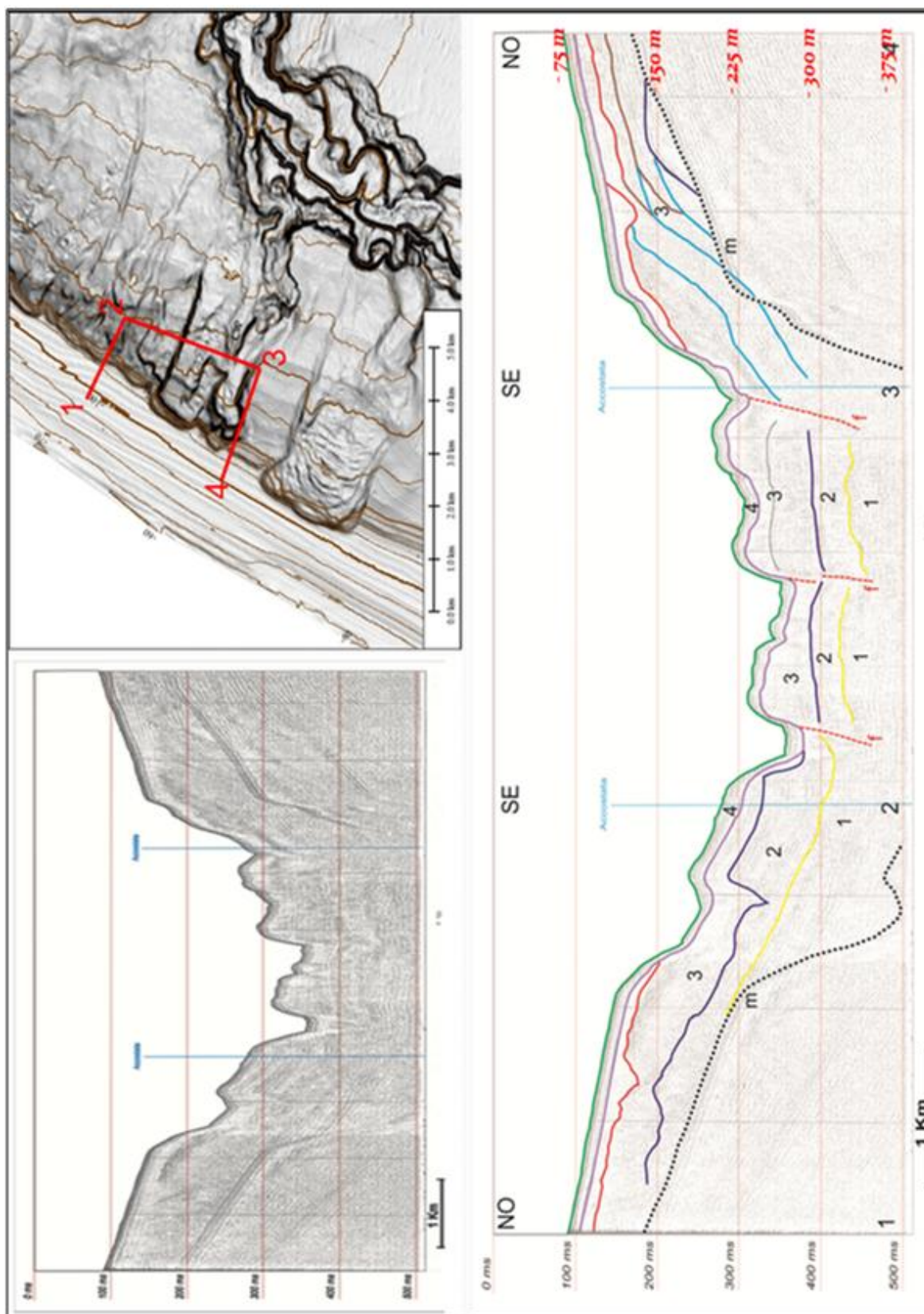


Figura 105 – Sezione sismica sparker relativa all settore compreso tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore. È stato rilevato un sistema di faglie dirette che dislocano i sedimenti relativi alla serie deposizionale plio pleistocenica. Sono evidenziate in rosso in corrispondenza della piattaforma varie superfici di erosione relative a stazionamenti bassi del livello del mare.

Frana significativa 3:

La frana significativa 3 occupa il settore tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore posto a SO rispetto alla frana significativa 2 precedentemente descritta. Nonostante sia situata nello stesso contesto fisiografico presenta evidenze morfologiche molto diverse; in prima analisi è facilmente osservabile come sia costituita da un singola nicchia di distacco e da un relativo grande deposito, che non subisce l'influenza di strutture tettoniche e presenta una morfologia superficiale a creep.

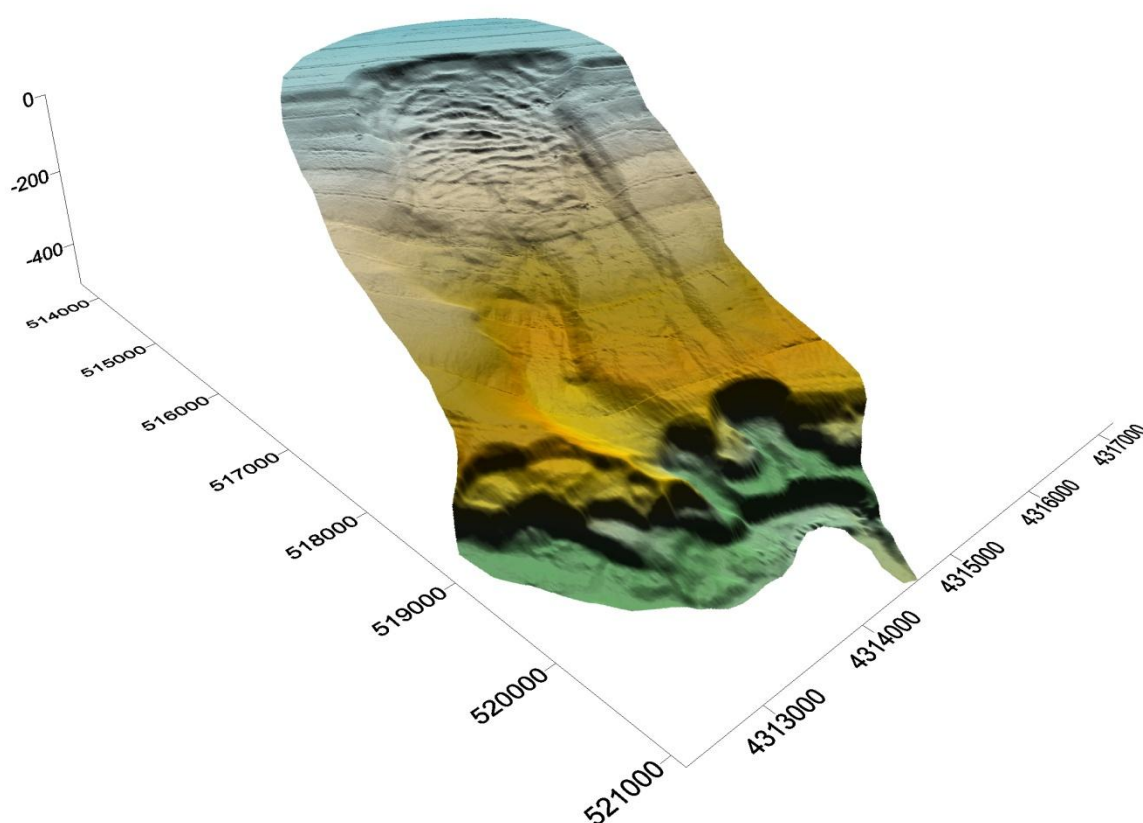


Figura 106 – DTM (Digital Terrain Model) del settore di scarpata superiore interessato dalla frana significativa 3.

Dallo studio delle sezioni sismiche (Figura 108; Figura 109), utilizzate a corredo dei profili morfologici longitudinali e trasversali (Figura 107) per l'interpretazione geologica del settore, è stato stimato un volume complessivo di sedimento che costituisce il corpo di frana intorno ai 50 milioni di m³. Il deposito di frana ricopre una superficie di circa 490 ha, che si sviluppa longitudinalmente per 3 km, ed in senso trasversale si rileva una larghezza massima di 1,8 km. Questa frana è compresa in un intervallo batimetrico di 215 m, dalla profondità minima di -105 m misurata in prossimità della nicchia di distacco situata alla distanza di 13,5 km dalla costa, fino alla profondità di chiusura misurata in corrispondenza del bordo sinistro del Pula Canyon di -320 m.

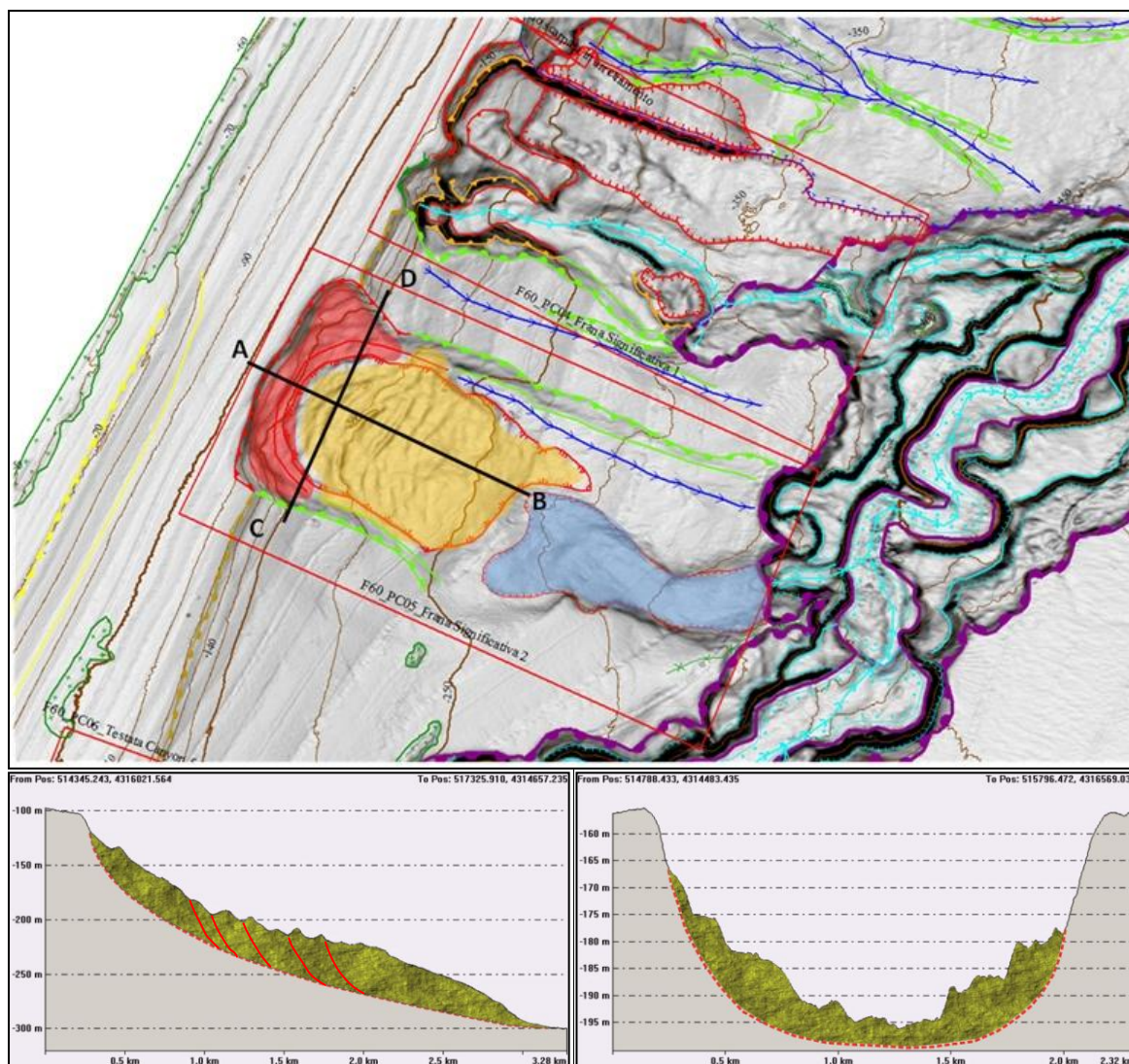


Figura 107 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x) dell'area interessata dalla frana significativa 3. Dallo studio dei profili verticale ed orizzontale è stato stimato un volume complessivo di 50 milioni di m^3 .

L'interpretazione delle sezioni sismiche A – B e C – D proposte rispettivamente in Figura 108 ed in Figura 109 evidenzia la superficie di scollamento del corpo di frana.

Il profilo sismico A – B che seziona longitudinalmente il deposito nella porzione settentrionale; mostra, in corrispondenza del bordo della piattaforma i diversi sistemi deposizionali di low stand relativi alle oscillazioni eustatiche, la serie deposizionale plio pleistocenica nel settore di scarpata, il corpo di frana e la relativa superficie di scivolamento evidenziata in rosso. La sezione sismica C – D interseca la frana nella porzione più meridionale e evidenzia le stesse caratteristiche stratigrafiche descritte nella sezione A – B. Nel settore più profondo è stato rilevato un paleo canale colmato, all'interno del quale sono stati riconosciuti quattro diversi eventi gravitativi, indicati dal più antico al più recente con m1, m2, m3 ed m4.

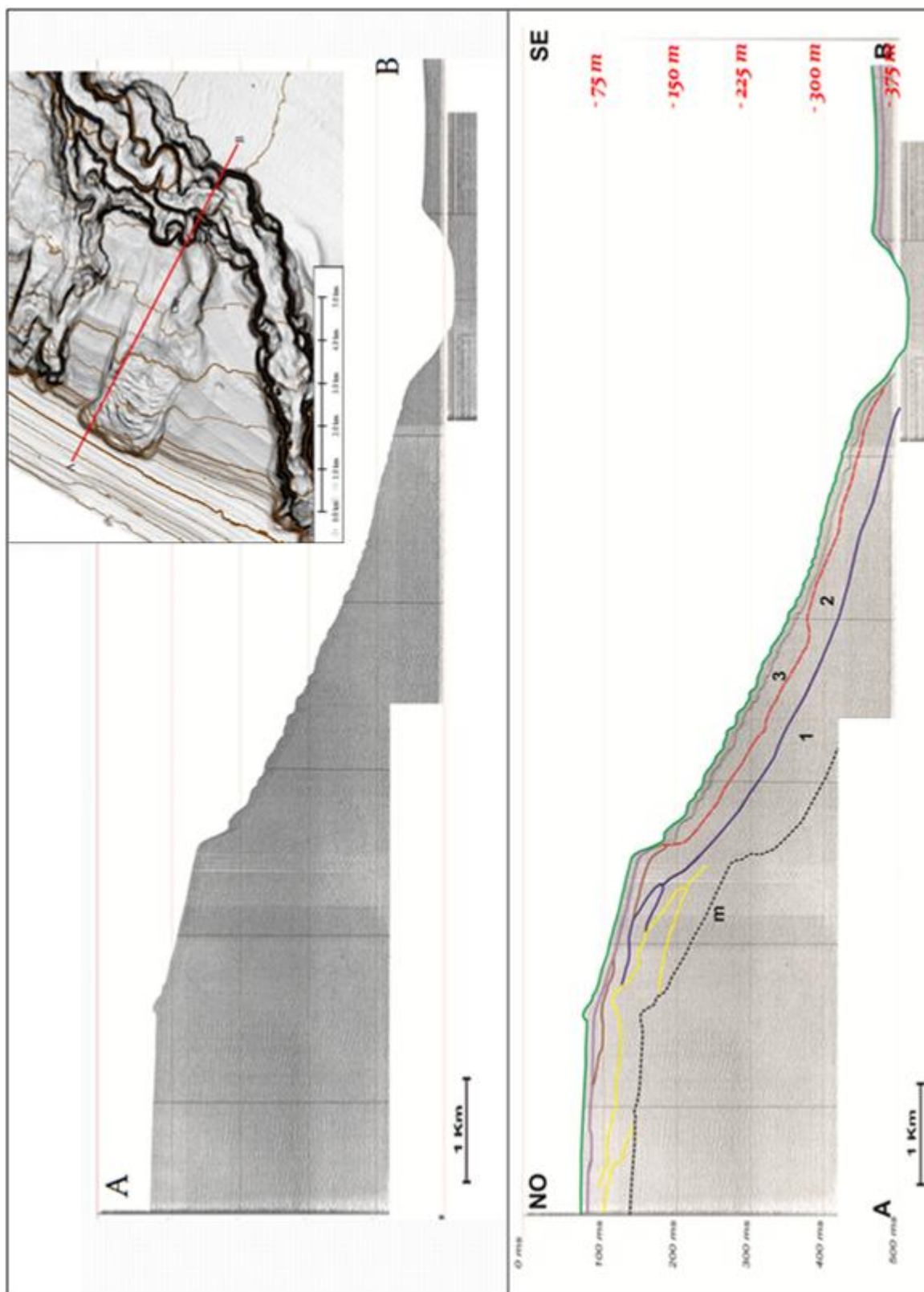


Figura 108 – Sezione sismica A - B 1 kJ del sistema piattaforma – scarpata nel margine occidentale del Golfo di Cagliari in corrispondenza del settore settentrionale della frana significativa 3. Nell'interpretazione è riportato in corrispondenza del bordo della piattaforma il sistema deposizionale di low stand relativo alle oscillazioni eustatiche, la serie deposizionale plio pleistocenica (1 e 2), il corpo di frana (3) e la relativa superficie di scivolamento evidenziata in rosso.

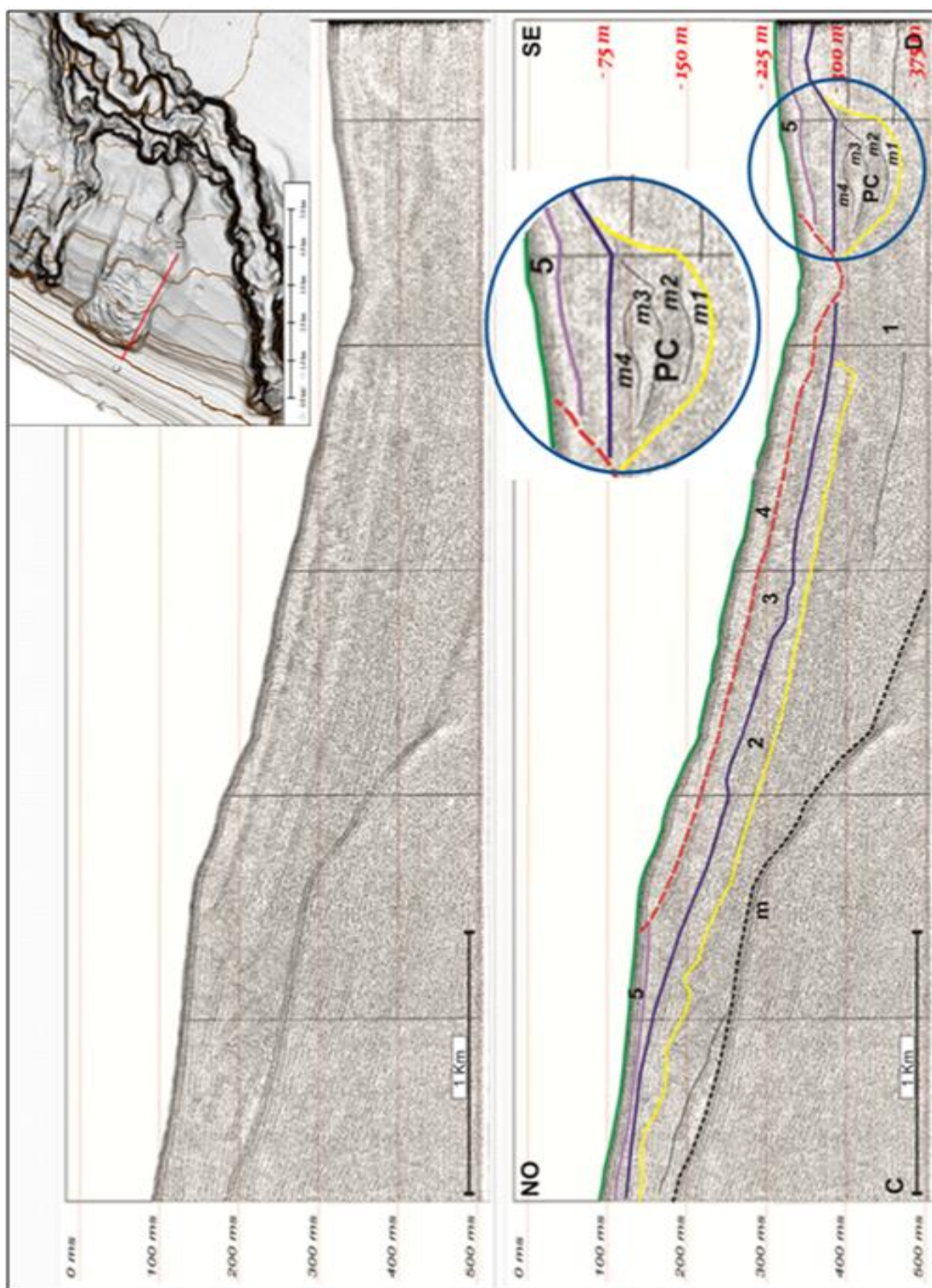


Figura 109 – Sezione sismica C- D 1 kJ del sistema piattaforma – scarpata nel margine occidentale del Golfo di Cagliari in corrispondenza del settore meridionale della frana significativa 3. L'interpretazione conferma le evidenze citate nella sezione A – B in Figura 108. Alla base del corpo di frana è stato individuato un canale colmato all'interno del quale sono stati riconosciuti quattro diversi eventi gravitativi, indicati dal più antico al più recente con m1, m2, m3 ed m4.

Bloccodiagramma sezionato

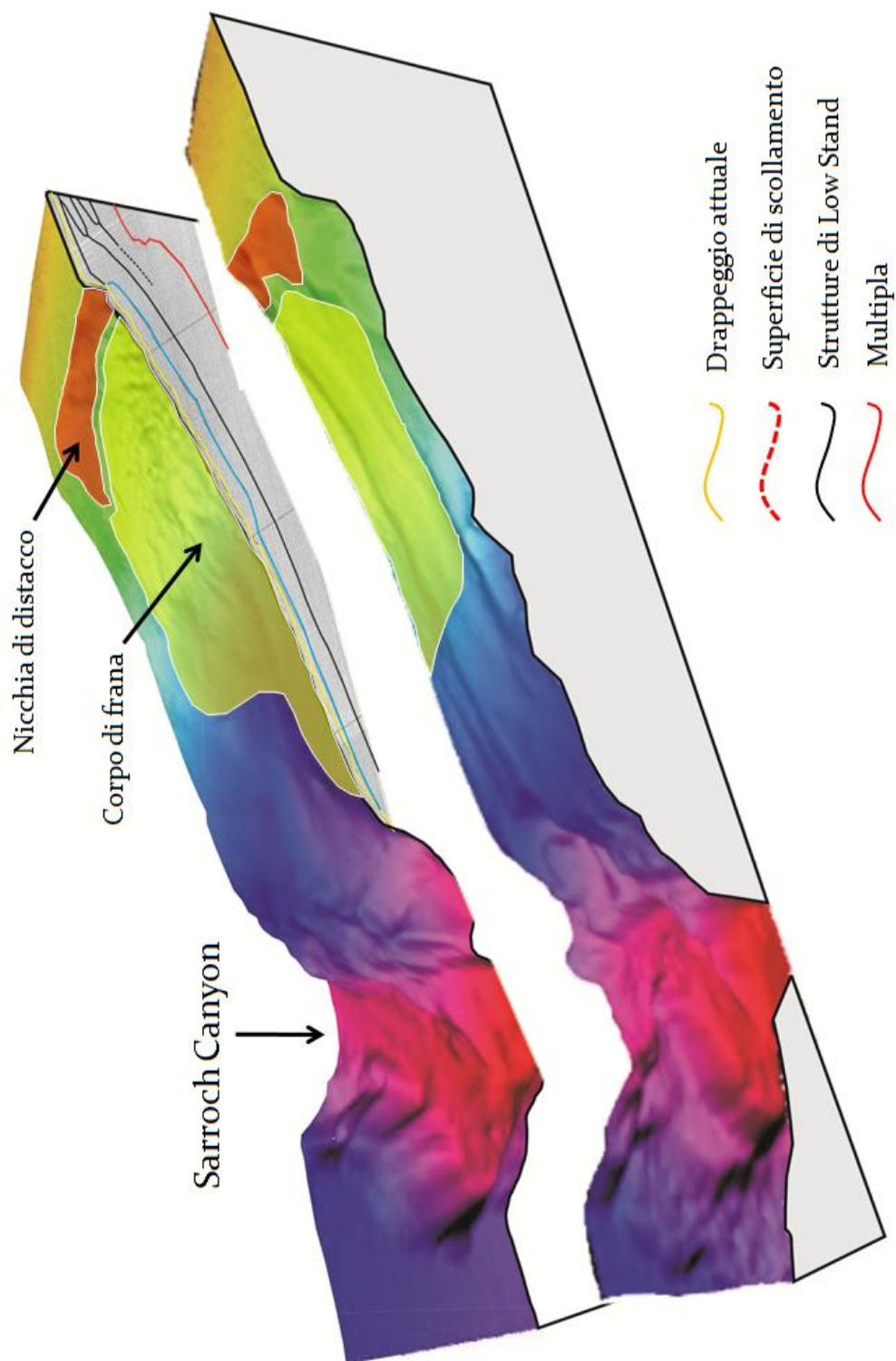


Figura 110 – Bloccodiagramma del settore piattaforma scarpata sezionato in corrispondenza del margine settentrionale della frana significativa 1 e della porzione centrale del Sarroch Canyon. Il profilo sismico in corrispondenza della sezione evidenzia la successione sedimentaria plio pleistocenica ed il deposito di frana.

Il bloccodiagramma sezionato proposto in Figura 110 evidenzia meglio la serie deposizionale, il corpo di frana e la superficie di scivolamento.

Il Sarroch Canyon esercita un ruolo molto importante nell'evoluzione dei due sistemi di frane, opera una importante azione di asportazione della porzione basale del deposito per erosione laterale di meandro. Il meccanismo destabilizzante è duplice, da un lato vi è il collasso gravitativo che ha sede nel bordo della piattaforma, dall'altro vi è un importante processo di scalzamento alla base del deposito ad opera del canyon sottostante per erosione di meandro (Figura 118).

Il deposito interessato dall'evento è quello limo – argilloso che fossilizza i depositi del TDS (Terrazzo Deposizionale Sommerso) dello stadio 2. L'ipotesi, in attesa di eseguire ulteriori indagini, e rafforzata da studi in contesti simili, è che essi si siano prodotti durante le prime fasi della risalita eustatica, circa 14000 – 12000 anni fa (Figura 119).

7.1.5 Frane rilevate nelle pendici del rilievo strutturale di Su Banghittu:

Il bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976). Tali bacini marginali chiudono a sud il Rift oligo-miocenico (Cherchi & Montadert, 1982) della Sardegna meridionale, riattivato durante il Plio-Quaternario da movimenti estensionali correlati con l'apertura del Tirreno meridionale (Cherchi et al., 1978a, c; Casula et al., 2001).

L'assetto morfostrutturale del margine è articolato da valli e seamounts isolati. Sotto il profilo evolutivo si distinguono due stili differenti: sulla cima del monte sottomarino di Su Banghittu si è conservata una piattaforma residuale, annegata da sedimentazione essenzialmente carbonatica - bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998), mentre i pendii dei rilievi strutturali (Monte Ichnusa, Su Banghittu e Horst del Sarrabus) sono ricoperti da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma et al., 1985).

Il Seamount di “Su Banghittu” è situato nel settore centrale dell'area rilevata, il bordo del rilievo risulta interessato, principalmente nei settori meridionale e settentrionale, da movimenti gravitativi di massa; il materiale del deposito derivante è costituito principalmente da blocchi di notevoli dimensioni (fino a 250 m) che scivolano su superfici poco inclinate (circa $1,5^{\circ} - 2^{\circ}$) per distanze di diversi chilometri.

La morfologia del rilievo risulta condizionata da lineamenti tettonici ben evidenti nel suo settore nord – orientale, dove è presente una famiglia di faglie orientate N 136° ed una quasi ortogonale ad esse orientata N 27° , che dislocano e basculano porzioni di basamento con rigetti verticali misurati intorno ai 160 metri. Il basculamento di questi grossi blocchi genera dei piccoli bacini di sedimentazione colmati da sedimenti plio pleistocenici.

Morfologicamente il Seamount Banghittu è caratterizzato da una superficie perfettamente planare che occupa una superficie di 3600 ha che si estende tra la quota dei -120 m ed i -140 m, con pendenze che si attestano sempre al di sotto dei $0,5^{\circ}$. Si eleva dal fondale circostante per 110 m, ed i fianchi sono caratterizzati da pendenze medie di 15° , fatta eccezione per le aree interessate dalle frane dove si misurano valori massimi di 21° in corrispondenza delle nicchie di distacco. Le dinamiche delle frane presenti nelle pendici del rilievo di Banghittu sono diverse da quelle precedentemente illustrate. Il deposito qui è

costituito da blocchi di diverse dimensioni, che si allontanano dal corpo principale per diversi chilometri.

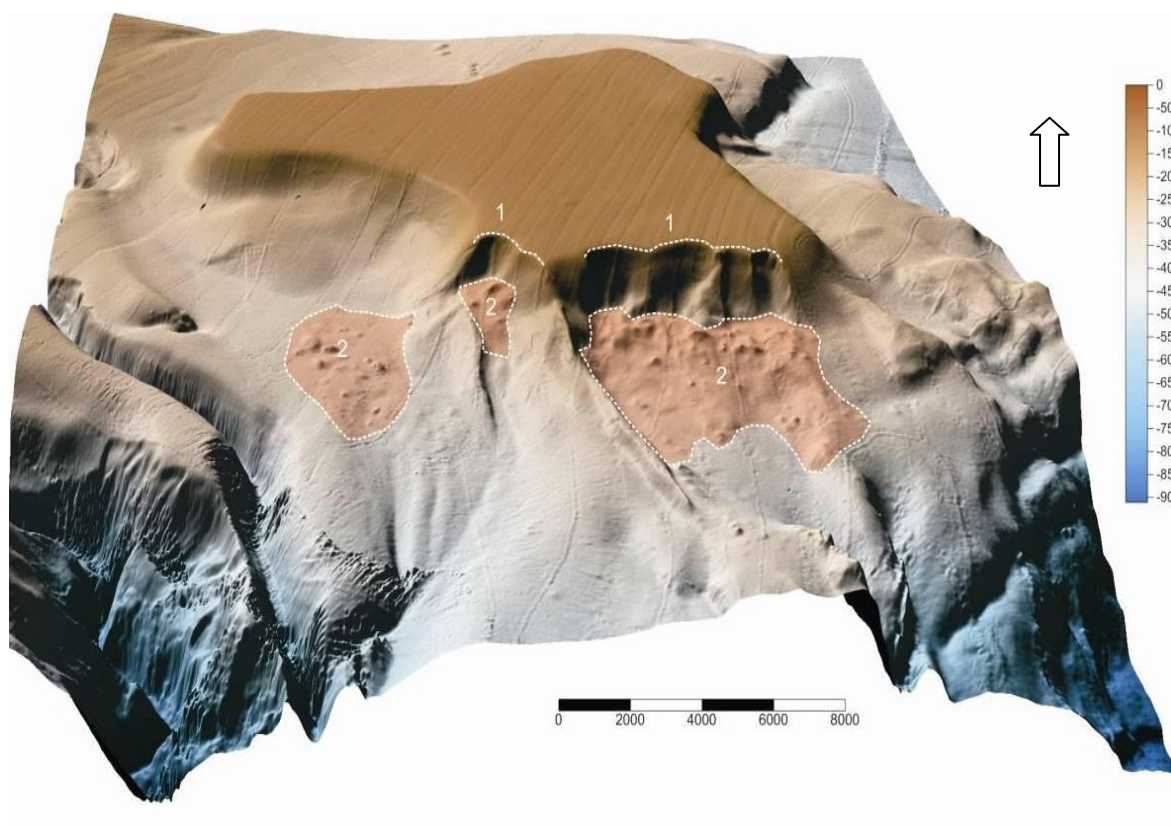


Figura 111 – DTM (Digital Terrain Model) del rilievo strutturale di “Su Banghittu”. Morfologia generale del rilievo di “Su Banghittu”; con il numero 1 sono evidenziate le nicchie di distacco, con il numero 2 il corpo di frana (debris avalanche) costituito da blocchi che si allontanano dalla nicchia di distacco per diversi chilometri.

Frana significativa 4:

La frana significativa 4 è stata individuata nel margine meridionale del rilievo strutturale di “Su Banghittu”, tutto questo settore è caratterizzato dalla presenza di frane sottomarine a basso angolo che si sviluppano lungo la scarpata superiore; tali frane interessano ingenti volumi di sedimenti incoerenti (decine di migliaia di metri cubi) sui quali scivolano blocchi di grandi dimensioni su una vasta area a debole pendenza.

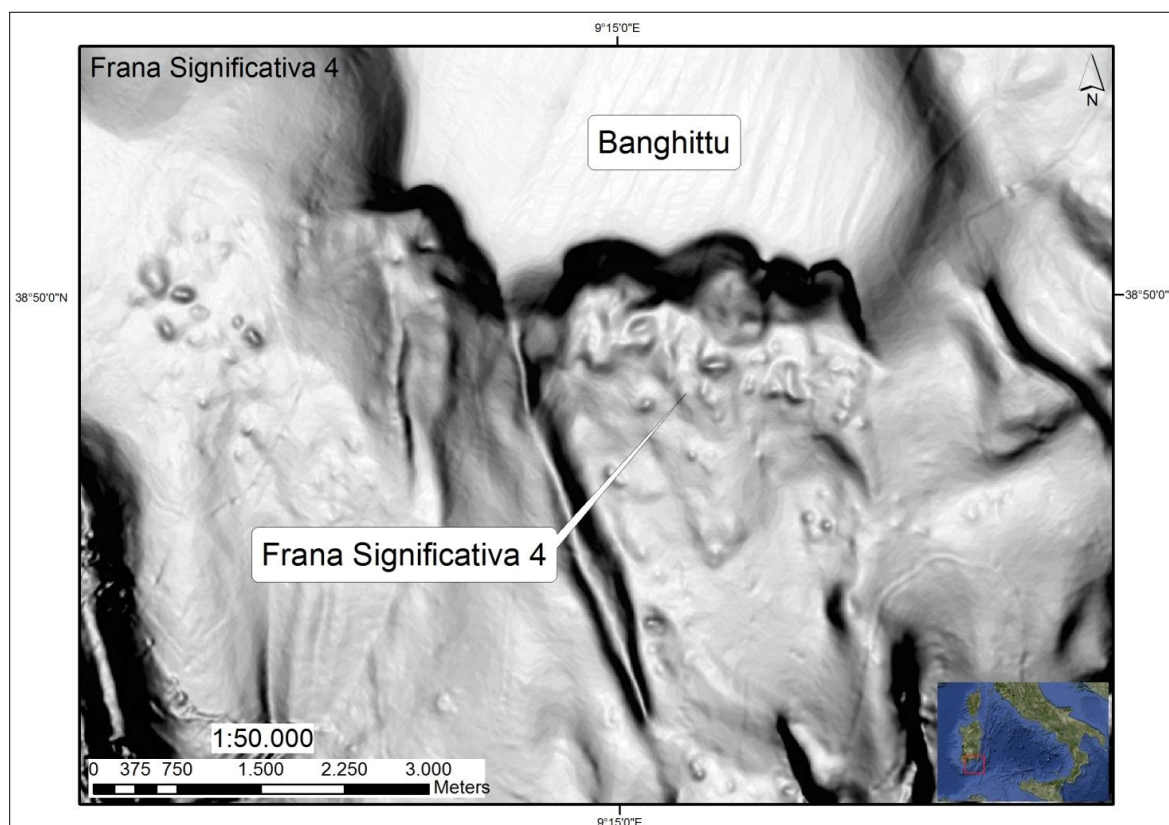


Figura 112 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). È indicato il settore meridionale del Seamount Banghittu caratterizzato dalla presenza della frana significativa 4.

La frana significativa 4 rappresenta una zona ad alta criticità, è individuata dalle coordinate 38° 50' 16.9259" N e 9° 13' 58.7193" E, ed è distante circa 25 km dalla linea di riva in corrispondenza di Punta d'Agumu (Nora – Pula).

La frana è compresa in un intervallo batimetrico di 260 m, si estende dalla profondità minima di -140 m misurata in corrispondenza della nicchia di distacco, fino alla profondità di - 400 m misurata in corrispondenza della rottura di pendio strutturale che connette il sistema alle porzioni profonde della scarpata continentale.

Il volume relativo alla nicchia di distacco costituita da quattro lobi principali risulta essere circa di 14 milioni di m³, caratterizzata da una parete alta 125 m; il deposito attualmente

rilevabile in associazione a questo evento è stato stimato intorno ai 8.5 milioni di m³, e mostra una superficie caratterizzata dalla presenza di blocchi di diverse dimensioni che scivolano su una base poco inclinata di sedimenti limo argillosi.

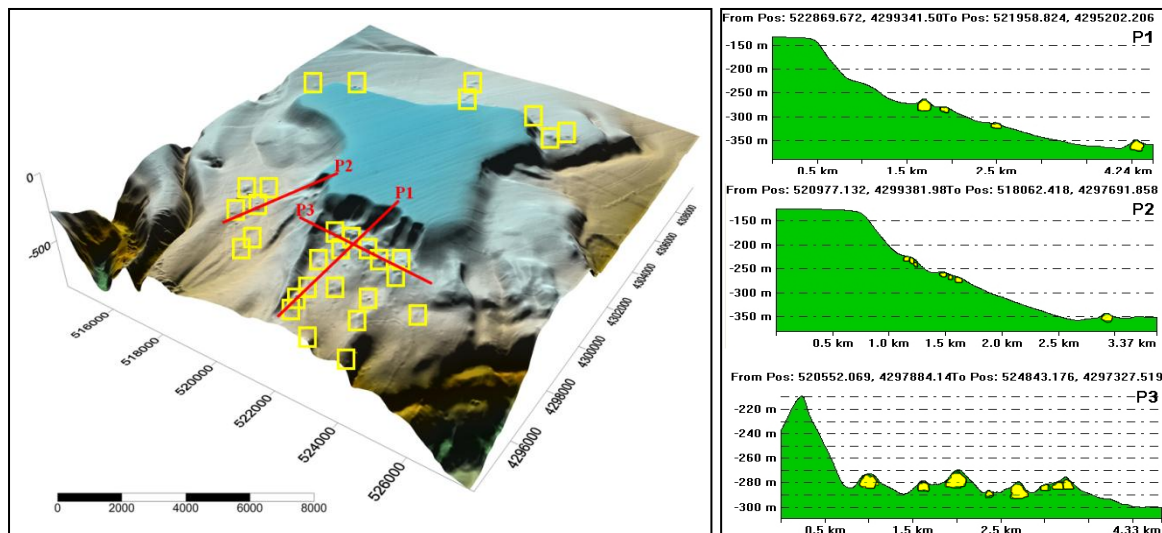


Figura 113 - DTM (Digital Terrain Model) del rilievo strutturale di "Su Banghittu". Nei riquadri gialli sono evidenziati i blocchi di maggiori dimensioni, visibili (in giallo) anche dai profili morfologici P1, P2 e P3.

Frana Significativa 5:

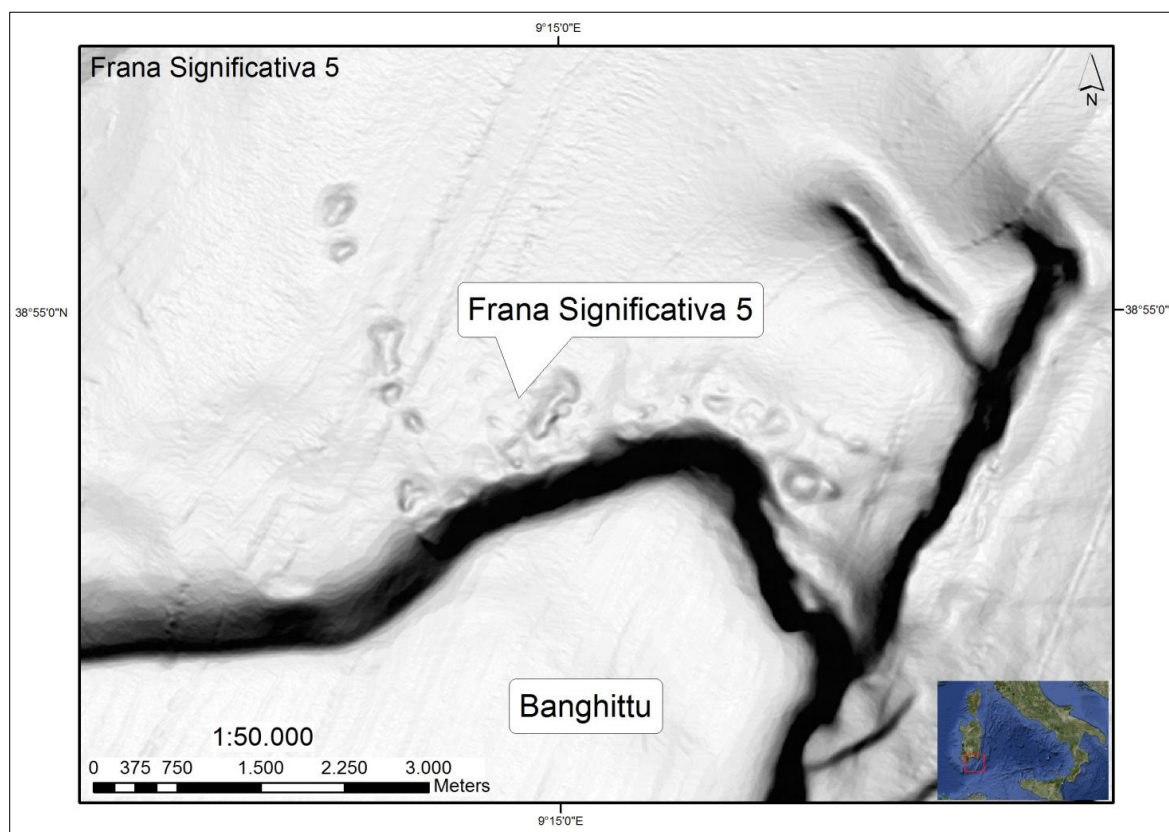


Figura 114 – Rilievo ombreggiato batimetria multibeam (esagerazione verticale 3x). È indicato il settore settentrionale del Seamount Banghittu caratterizzato dalla presenza della frana significativa 5.

La frana significativa 5 è localizzata nella parte settentrionale del rilievo strutturale di Banghittu, la testata principale, costituita da un ampio settore del fianco, è individuata dalle coordinate $38^{\circ} 54' 8.6861''$ N e $9^{\circ} 15' 3.9813''$ E, ed è distante circa 20 km dalla linea di riva. Il sistema di frana occupa un'area che si trova ad una profondità compresa tra -130 m a -405 m, in una fascia batimetrica di 275 m, ed è caratterizzata dalla presenza di un deposito da instabilità gravitativa, chiaramente riferibile ad una specifica nicchia di frana. Il volume relativo alla nicchia di distacco è stato stimato circa in 37 milioni di m^3 , la parete risultante misura 125 m di altezza; il deposito relativo a questo evento è stato stimato intorno ai 21 milioni di m^3 , e mostra una superficie caratterizzata dalla presenza di blocchi di diverse dimensioni che scivolano su una base poco inclinata di sedimenti limo argillosi.

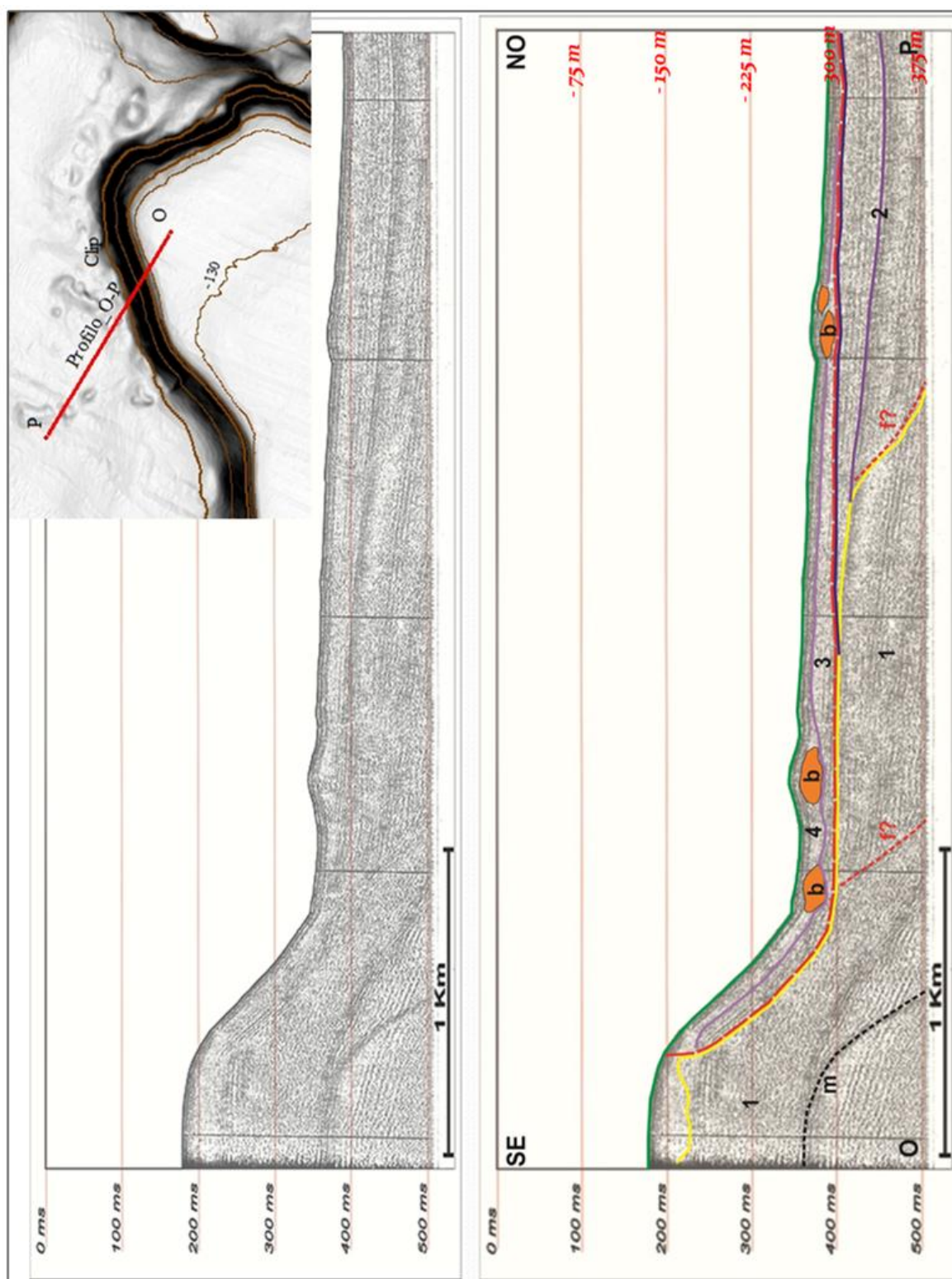


Figura 115 – Sezione sismica 1 kJ O-P del settore settentrionale del Seamount Banghittu. Si osserva il basamento costituito da litologie terziarie presumibilmente mioceniche (1), la successione sedimentaria pliocenica (2) in discordanza con la successione pleistocenica (3) sulla quale scivolano i blocchi provenienti dalle porzioni più elevate delle pendici di Banghittu; infine è presente una sottile coltre deposizionale relativa alla sedimentazione attuale (4) che sigilla tutto il sistema.

L'interpretazione della sezione sismica sparker 1 kJ O – P proposta in Figura 115, orientata circa SE – NO, mette in evidenza l'assetto morfologico del pendio nel settore settentrionale del rilievo di Banghittu. Si osserva il basamento costituito da litologie terziarie presumibilmente mioceniche (1), la successione sedimentaria pliocenica (2) in discordanza con la successione pleistocenica (3) sulla quale scivolano i blocchi provenienti dalle porzioni più elevate delle pendici di Banghittu; infine è presente una sottile coltre deposizionale relativa alla sedimentazione attuale (4) che sigilla tutto il sistema. La sezione sismica suggerisce una collocazione temporale di questi eventi gravitativi alla fine del pleistocene, in considerazione del fatto che i megablocchi appaiono ricoperti dal solo drappeggio olocenico. Il deposito è costituito da una granulometria molto eterometrica che si rileva fino a distanze di 1300 m dal piede del versante, e megablocchi trasportati a distanze anche superiori ai 5 km dalle nicchie di distacco; la cinematica è quella propria dei *Debris Avalanches*.

7.2 DISCUSSIONE DEI RISULTATI DEI PROCESSI GRAVITATIVI ANALIZZATI

All'interno dell'area oggetto di studio sono stati rilevati numerosi eventi gravitativi di massa; la scarpata superiore è sede di importanti processi erosivi, che talvolta si spingono con dinamiche retrogressive fino ad incidere la piattaforma continentale. Nonostante le dinamiche di frana si sviluppino in un contesto di margine passivo, non sono rari i casi in cui i lineamenti erosivi siano condizionati dalla tettonica.

Sono state studiate nel dettaglio le cinque frane maggiormente significative rilevate nell'ambito del Golfo di Cagliari, una occupa il settore di testata di un canale nel Sant'Elia – Foxi Canyon (frana significativa 1), due si collocano nel settore che comprende il bordo della piattaforma e la scarpata superiore (frane significative 2 e 3), ed infine due sono state rilevate nelle pendici del rilievo strutturale di Banghittu (frane significative 4 e 5).

Le frane studiate presentano tutte le caratteristiche presenti nella classificazione proposta da Nemec nel 1990 (Figura 95), nel dettaglio sono state individuate dinamiche proprie di creep, slumping, slide, flow, e fall.

I meccanismi di innesco e sviluppo di una frana sottomarina sono diversi e molto spesso coesistono all'interno di un generale processo di movimento di massa di grande dimensione (Dykstra, 2006). Il modello più semplice prevede un movimento uniforme di tutto il corpo di frana (*debris flow*, *mud flow*, ecc), il secondo modello prevede uno sviluppo retrogressivo del sistema, con lo scalzamento che viene trasmesso dalle porzioni più profonde verso quelle più superficiali, arrivando nello stadio finale ad incidere il bordo della piattaforma. La terza modellizzazione prevede la presenza di *slumping* o scivolamenti che muovendosi verso il basso generano un sovraccarico sui depositi sottostanti, destabilizzandoli e generando il progressivo franamento verso la base della scarpata.

I processi gravitativi sopra descritti interagiscono con i flussi torbidity o iperpicniali, e contribuiscono all'evoluzione dei sistemi di canyon sottomarini ed all'arretramento delle loro testate.

Il deposito che costituisce la **frana significativa 1** è caratterizzato nella superficie dalla presenza di caratteristiche forme di fondo costituite da creste allungate in direzione perpendicolare alla massima pendenza. Si tratta di morfologie da mettere in relazione ad ambienti di sedimentazione attiva, che sono state studiate nel dettaglio nei canali a fondo piatto in prossimità degli edifici vulcanici (Casalbore et al., 2013). I flussi erosivi che

dominano questi ambienti provocano un approfondimento della superficie del deposito con la migrazione verso l'alto delle creste in archi temporali anche brevi, in funzione dell'attività del sistema e della disponibilità di sedimento. Nonostante il contesto geologico del Golfo di Cagliari sia molto differente dai casi studiati nelle pendici delle isole vulcaniche di Stromboli e di Salina, si rilevano evidenze morfologiche correlabili.

La porzione più profonda del deposito si ipotizza che mantenga una morfologia stabile da mettere in relazione a condizioni eustatiche di mare basso in un diverso contesto paleo climatico. In questo settore del margine si misurano le minori distanze tra il bordo della piattaforma e la linea di riva (circa 2 km), in questo contesto si inserisce l'evoluzione delle forme della parte superiore della frana, ipotizzate attualmente attive, da mettere in relazione all'influenza esercitata dai flussi iperpicnali provenienti dal reticolo idrografico dell'horst del Sarrabus (Figura 116).

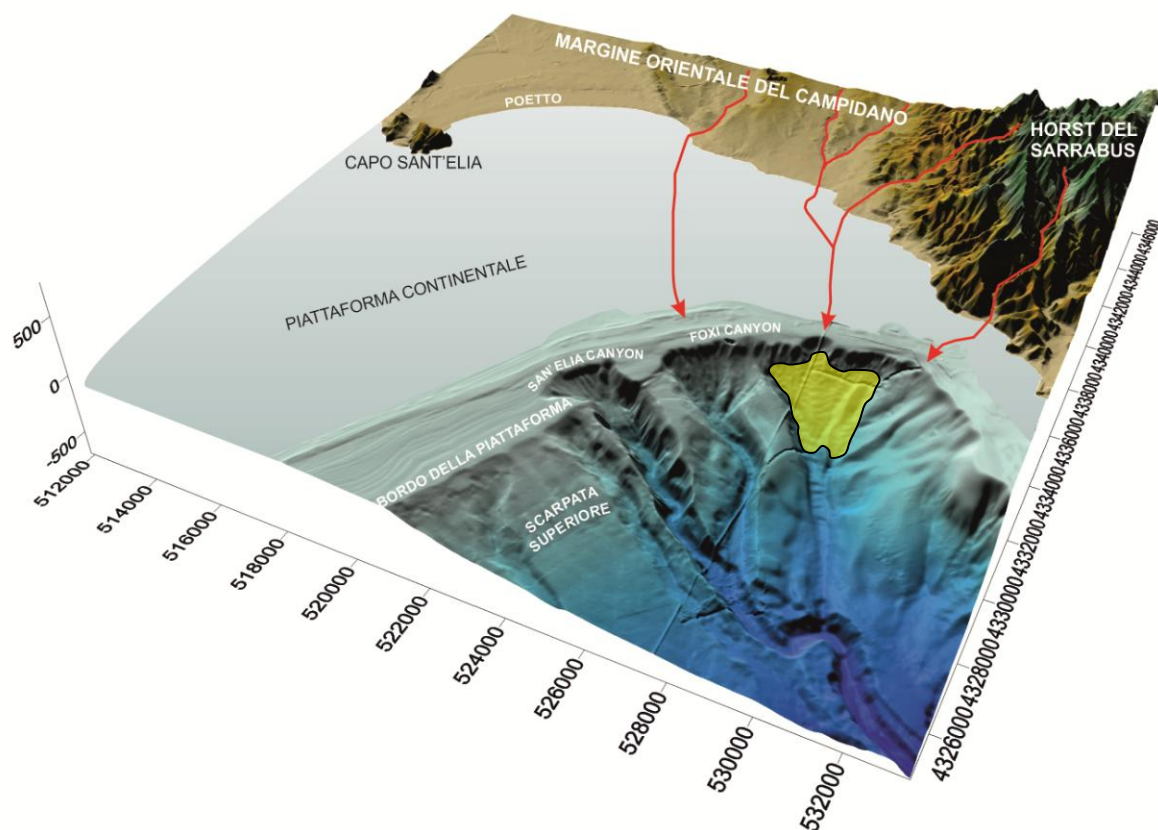


Figura 116 – DTM del margine continentale orientale del Golfo di Cagliari. In rosso è evidenziato reticolo idrografico dell'horst de Sarrabus, dal quale si propagano i flussi iperpicnali che, data la limitata estensione della piattaforma, condizionano l'evoluzione dei depositi all'interno della testata del canyon (campitura in giallo).

Allo scopo di verificare le ipotesi formulate, occorrerebbe effettuare una nuova campagna di acquisizione di dati multibeam a copertura totale del settore occupato dalla frana, in modo tale da misurare anche le minime variazioni morfologiche del deposito rispetto all'arco temporale trascorso. Questa tipologia di frana appartiene alla categoria evolutiva di tipo 3; è possibile affermare che la cinematica sia condizionata dalla progradazione sedimentaria proveniente dalla piattaforma che, come sovraccarico, destabilizza le porzioni più profonde del corpo sedimentario.

L'interpretazione della sezione sismica proposta in Figura 98 relativa al profilo sismico sparker 1 kJ (campagna 12_5/MCS/88) evidenzia 4 corpi deposizionali relativi a diversi eventi gravitativi di massa. Il corpo più profondo si ipotizza che sia un evento relativo alla fine pliocene – inizio pleistocene.

Lo studio delle frane sottomarine in questo settore del margine conferma le ipotesi di una modesta attività evolutiva e di un forte condizionamento dell'assetto tettonico formulate anche nell'analisi di dettaglio dei sistemi di canyon.

Le frane significative 2 e 3 si rilevano nella scarpata superiore ed interessano nell'area di cornice il bordo della piattaforma continentale ad una distanza di circa 14 km dalla linea di riva. I due sistemi interessano un volume di sedimento stimato di 130 milioni di metri cubi, alla profondità di chiusura (circa -400 m) sono limitati dal margine sinistro della porzione centrale del Sarroch Canyon. La dinamica che governa questo settore è duplice, da un lato vi è il collasso gravitativo che ha sede nel bordo della piattaforma (tipologia 3) e dall'altro vi è un'importante processo di erosione basale del deposito ad opera del Sarroch Canyon per erosione laterale di meandro (tipologia 2). Il modello proposto in Figura 117 semplifica il meccanismo di innesco dei diversi eventi: dopo il primo evento il corpo di frana funge da sovraccarico rispetto al sedimento sottostante, che a sua volta scivola destabilizzando un'ulteriore porzione di pendio. Si verifica successivamente l'evento numero 3 con dinamiche di scalzamento alla base.

L'interpretazione della sezione sismica sparker proposta in Figura 105, utilizzata a corredo dei dati morfologici, evidenzia il forte condizionamento tettonico dell'area: sono state rilevate numerose faglie dirette che dislocano la serie deposizionale plio pleistocenica. Le evidenze morfologiche superficiali del controllo tettonico si limitano alla porzione settentrionale del settore, nella fascia batimetrica compresa tra i -140 m ed i -350 m, dove si rileva la presenza di diversi blocchi di dimensioni inferiori agli 80 m, indice di un parziale controllo strutturale dell'area.

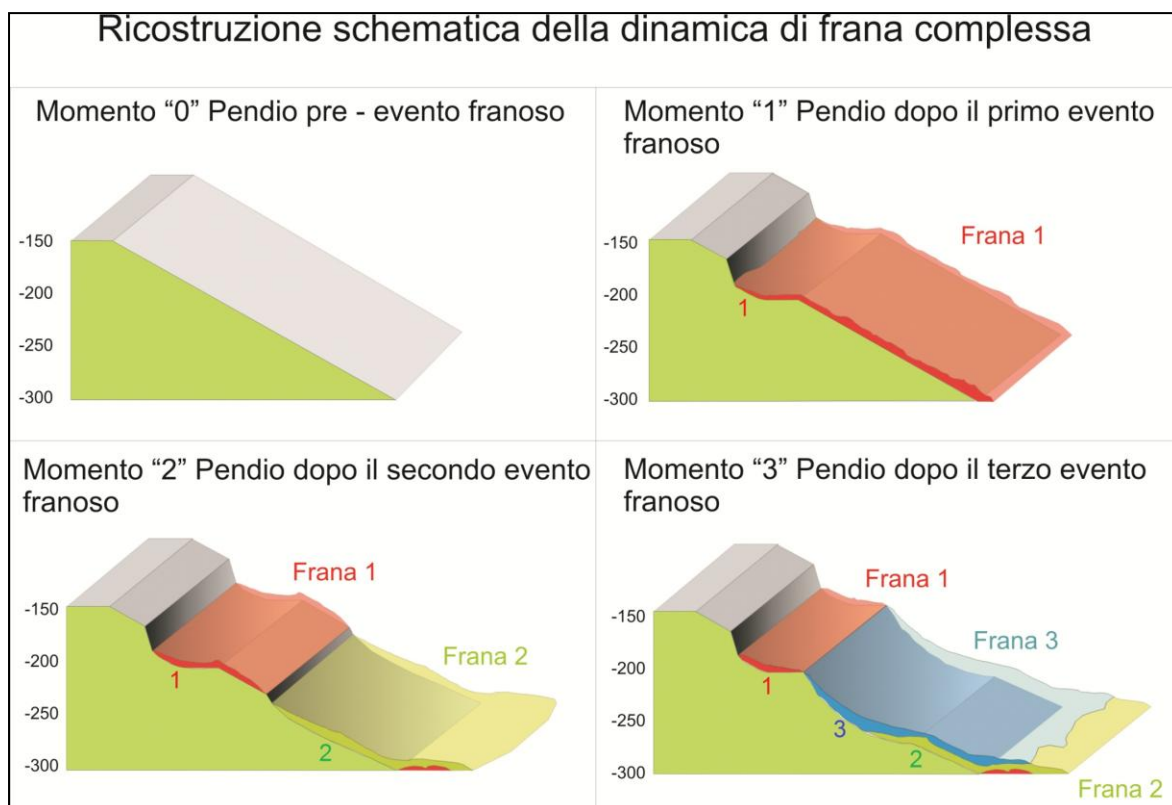


Figura 117 – Modellizzazione del settore di scarpata superiore interessato dalla frana significativa 1 in quattro fasi evolutive.

Il deposito interessato dall'evento è quello limo – argilloso che fossilizza i depositi del TDS (Terrazzo Deposizionale Sommerso) dello stadio 2. L'ipotesi, in attesa di eseguire ulteriori indagini, e rafforzata da studi in contesti simili, è che essi si siano prodotti durante le prime fasi della risalita eustatica, circa 14000 – 12000 anni fa.

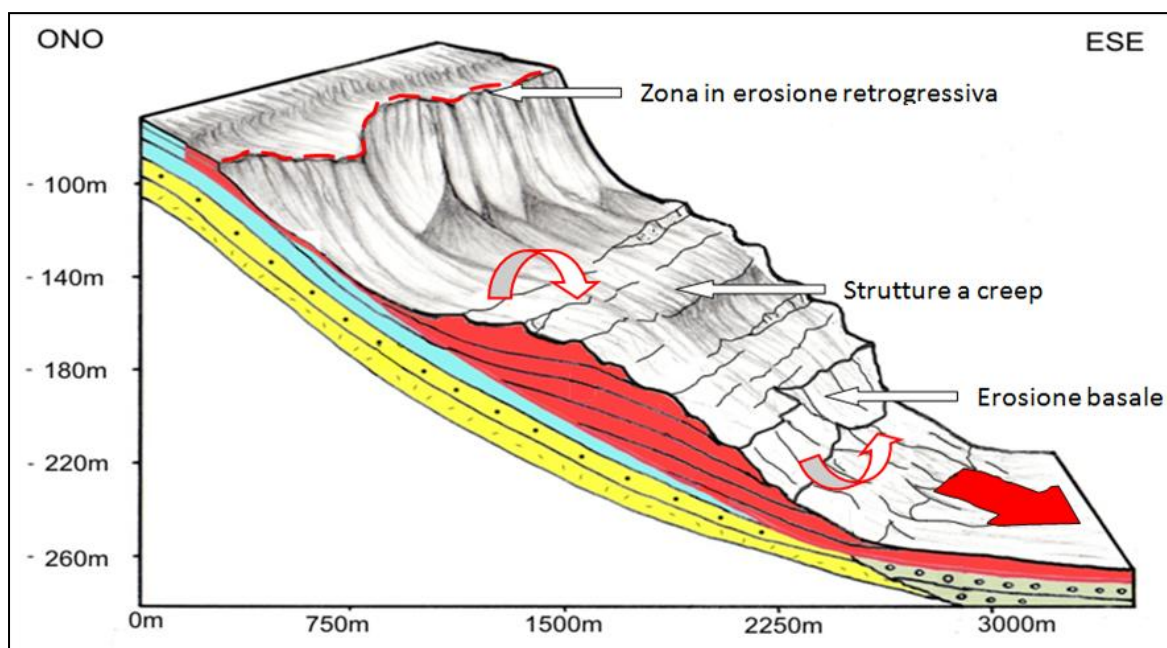


Figura 118 – Modello evolutivo della frana significativa 3. Al collasso gravitativo che caratterizza la porzione sommitale del sistema, si aggiunge un'importante opera di erosione basale del fianco sinistro del Sarroch Canyon per erosione di meandro.

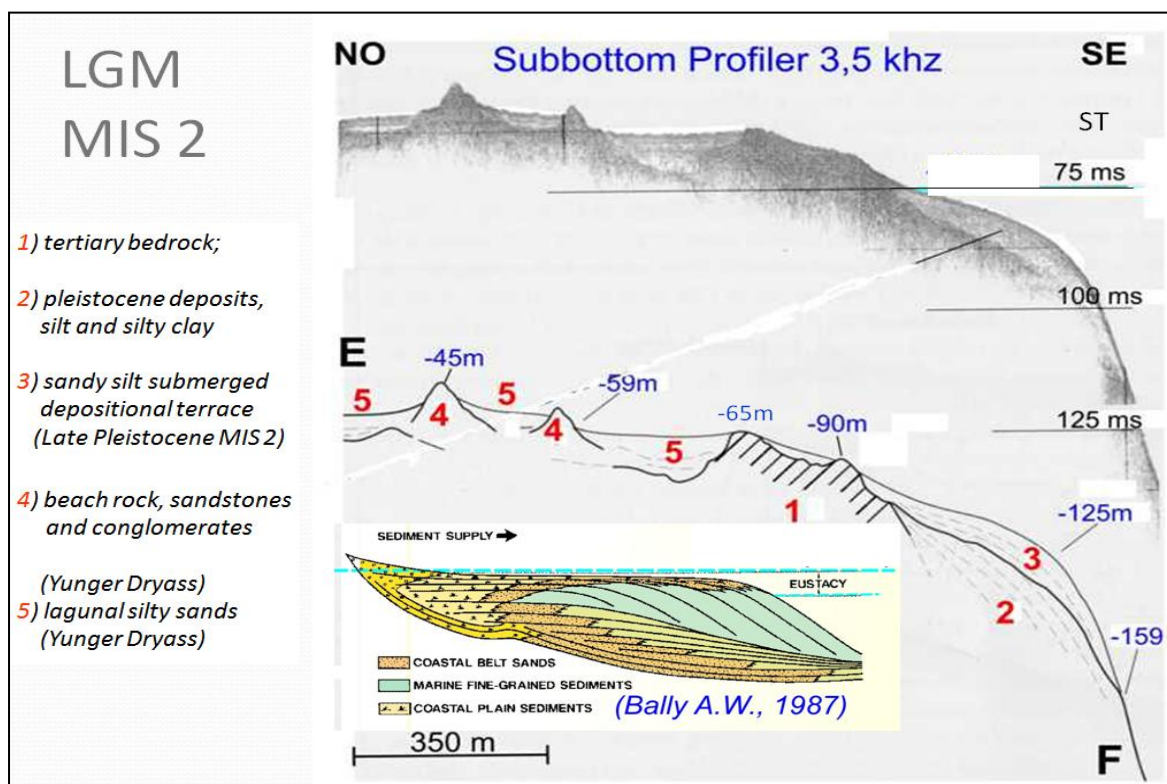


Figura 119 – Profilo subbottom 3,5 Khz del margine occidentale del Golfo di Cagliari. Con il numero 1 è indicato il basamento terziario; il numero 2 indica il deposito pleistocenico rappresentato dal Terrazzo Deposizionale Sommerso dello stadio 2; con il numero 3 è indicato il corpo sedimentario interessato dagli eventi gravitativi di massa, quello limo – argilloso che fossilizza i depositi del TDS; con il numero 4 sono indicati i corpi litorali arenaceo – conglomeratici relitti in facies di beach rock a cui sono associate aree depresse di retrospiaggia colmate da sedimenti fini (5).

È stata ipotizzata la presenza di gas idrati all'interno dei corpi di frana, che, alla mutazione delle condizioni al contorno di temperatura e pressione in relazione alle variazioni eustatiche del livello marino, potrebbero portare alla sua dissociazione in gas ed acqua. Il gas (generalmente metano) contenuto nei sedimenti marini può essere di origine sia termogenica che biogenica. In condizioni stazionarie di pressione intermedia e di bassa temperatura, con la concentrazione adeguata, il gas si presenta nei sedimenti all'interno del substrato in fase liquida (gas idrati). Variazioni delle condizioni naturali che influenzano i valori di temperatura dell'acqua e di pressione, possono destabilizzare il gas idrato e portare potenzialmente all'attivazione di grandi frane (Sultan et al., 2004).

Diversi esempi in letteratura mostrano che il limite superiore della zona di stabilità dei gas idrati (*pinch-out*) in cui avviene l'espulsione di gas libero, può essere considerata come una potenziale zona di rischio naturale, in quanto rappresenta un settore preferenziale di debolezza del fondale.

La mutazione dei parametri di equilibrio dei gas idrati potrebbero portare alla sua dissociazione in gas ed acqua, causando una significativa variazione delle proprietà meccaniche del sedimento in relazione ad un aumento della pressione interstiziale dei pori con il conseguente indebolimento del sistema. (Wheeler 1988).

La presenza di gas idrati all'interno del sedimento nella zona di stabilità può impedire i naturali processi di compattazione; in questo caso la sua dissociazione porterebbe a creare una sottoconsolidazione del pacchetto sedimentario ed un conseguente indebolimento della resistenza al taglio.

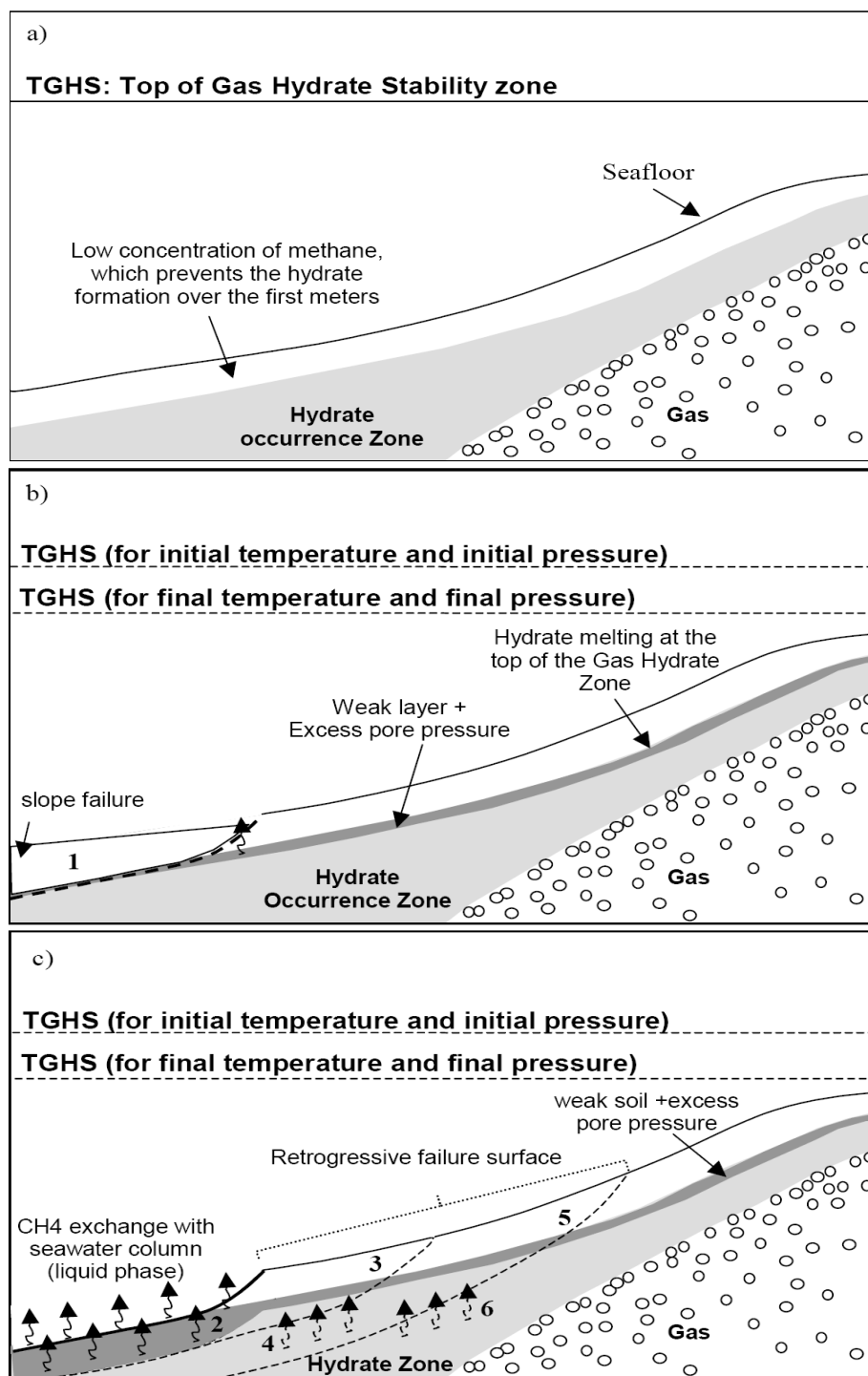


Figura 120 – Modello della superficie di rottura retrogressiva generato dalla decomposizione del gas idrato a causa della soluzione nella zona di stabilità. a) la bassa concentrazione del metano non permette la formazione del gas idrato. L'aumento di temperatura e pressione porta ad un aumento della solubilità metano, e di conseguenza la decomposizione del gas idrato in una soluzione monofase; si genera un eccesso di pressione dei pori e un indebolimento del terreno. b) il primo cedimento si verifica nella parte inferiore del pendio e successivamente c) si verifica un riequilibrio delle tensioni con la colonna d'acqua (2) con il rimodellamento della parte superiore del sedimento che porta ad una seconda superficie di distacco (3). Il meccanismo di scambio del gas con la colonna d'acqua (4 , 6), provoca una successione di rimodellamenti della superficie del sedimento con l' induzione di nuove superfici di rottura (3 , 5) con assetto retrogrado (Sultan et al., 2004).

Il modello evolutivo proposto in Figura 120 evidenzia, a causa di un aumento di temperatura e pressione, la dissociazione dei gas idrati in corrispondenza della parte superiore della zona di stabilità al fine di garantire un equilibrio chimico con la massa d'acqua circostante.

Gli effetti della variazione della pressione neutra come concausa scatenante di un evento gravitativo di massa sono stati studiati nel margine medio norvegese da Leylaud et al., 2009. Le variazioni del livello marino interferiscono con la pressione neutra interstiziale del sedimento. La diminuzione del livello marino provoca un aumento della pressione interstiziale; i gas idrati subiscono variazioni di temperatura e pressione e si dissociano, passando dallo stato liquido a quello gassoso, con la conseguente destabilizzazione del sedimento creando i presupposti per l'innescio di un fenomeno gravitativo di massa.

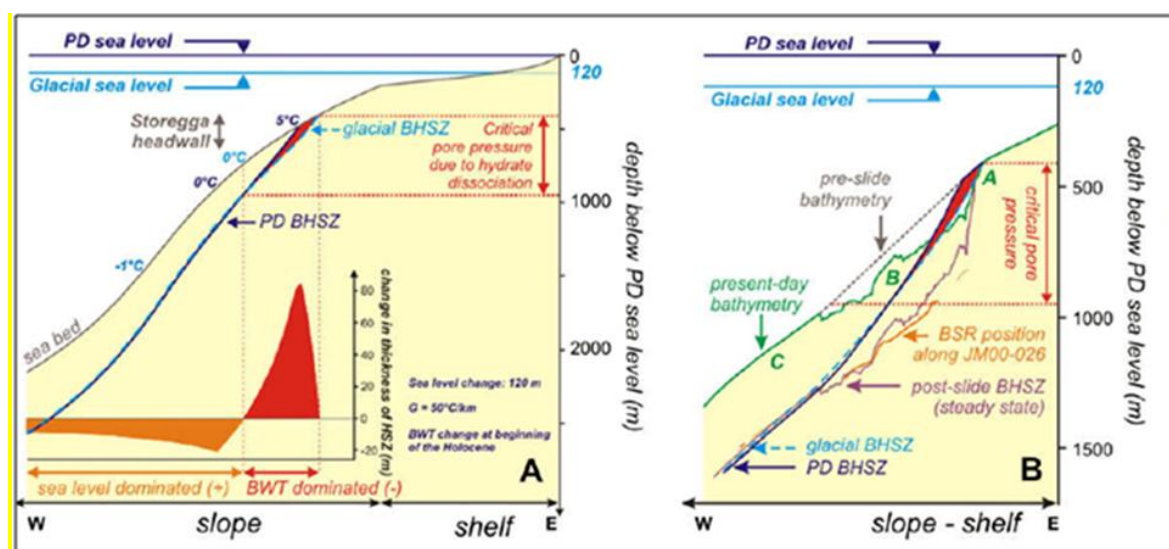


Figura 121 – A) Modello evolutivo di stabilità del metano idrato lungo il margine medio - norvegese dall'ultimo massimo glaciale (LGM) (linea azzurra) ad oggi (linea blu scuro). È evidenziata la differenza di spessore (in arancione e rosso) della zona di stabilità del gas idrato superficiale, dovuta alla variazione del livello del mare o alla temperatura dell'acqua.

B) Modello evolutivo della zona di stabilità del metano idrato. Si evidenzia che la zona critica di dissociazione del gas idrato corrisponde alla posizione dell' headwall di Storegga (Mienert et al., 2005). La linea arancione indica l'attuale BSR rilevato lungo la linea sismica JM00-26. BHSZ, zona inferiore di stabilità del gas idrato; PD, Attuale, HSZ, Hydrate Stability Zone (Leylaud et al., 2009)

In questo settore non si rilevano indizi di un' attività erosiva attiva, la coltre deposizionale attuale sigilla le morfologie superficiali dei depositi e delle scarpate, in accordo con le ipotesi formulate per il tratto centrale del Sarroch Canyon.

Il rilievo strutturale di “Su Banghittu” è situato nel settore centrale dell’area indagata, ed è stato interpretato come un lembo residuale di piattaforma continentale. Sulla cima del Seamount si è conservata dunque una piattaforma residuale, annegata da sedimentazione essenzialmente carbonatico - bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998), mentre il pendio è ricoperto da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma. et al., 1985).

In questo contesto geologico si collocano le **frane significative 4 e 5**, che occupano il bordo meridionale e quello settentrionale del rilievo; la dinamica che governa l’evoluzione di questi sistemi è molto differente rispetto alle frane precedentemente descritte. Il processo gravitativo in questo settore evidenzia le caratteristiche proprie dei *debris avalanches*, interessando volumi di decine di milioni di metri cubi di sedimento. Si tratta di una tipologia di evento compresa nel modello 1 (Dykstra, 2006), che rappresenta quello più semplice con movimento simultaneo e uniforme dell’intero corpo di frana, che durante il trasporto può disgregarsi in segmenti e, nei casi più estremi, raggiungere il massimo grado di disgregazione (*debris flow*, *debris avalanches* ,ecc).

La sezione sismica proposta in Figura 115 suggerisce una collocazione temporale di questi eventi gravitativi alla fine del pleistocene, in considerazione del fatto che i megablocchi appaiono ricoperti dal solo drappeggio olocenico. Il deposito è costituito da una granulometria molto eterometrica che si rileva fino a distanze di 1300 m dal piede del versante, e megablocchi trasportati a distanze anche superiori ai 5 km dalle nicchie di distacco.

Diversi Autori hanno studiato le dinamiche cinematiche dei debris avalanches, ad esempio il caso studiato da Ilstad et al. 2004 nel margine continentale norvegese illustra la suddivisione morfologica del corpo detritico in quattro zone: A: lobo principale; B: zona a blocchi sparsi; C: zona di traslazione; D: blocco slittato principale (Figura 122).

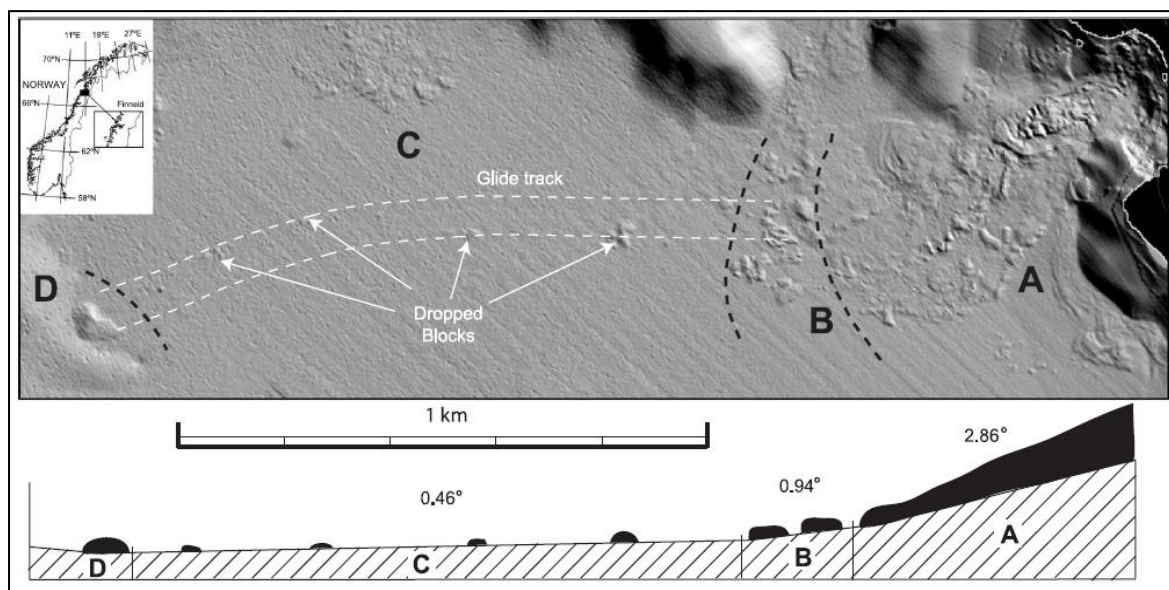


Figura 122 – Debris Avalanche nel settore di piattaforma continentale di Finneidfjord (Norvegia) e suddivisione in zone. A: lobo principale; B: zona a blocchi sparsi; C: zona di traslazione; D: blocco slittato principale. Corpo principale, blocchi e piste sono sintetizzati nello schema inferiore. (da Ilstad et al. 2004).

Gli esperimenti effettuati in laboratorio, mirati alla riproduzione delle dinamiche naturali per la modellizzazione dei fenomeni di debris avalanche, dimostrano una relazione diretta con i casi reali. Il caso proposto da Ilstad et al., 2004 illustrato in Figura 124 rappresenta un test in cui è possibile suddividere il corpo di frana in quattro settori principali, in accordo alle evidenze rilevate nel caso naturale precedentemente descritto e modellizzato.

I casi rilevati nelle pendici del rilievo strutturale di Banghittu presentano caratteristiche morfologiche che si avvicinano al modello precedentemente proposto; sia nel settore settentrionale che in quello meridionale si rileva, a partire dalla base del pendio, il corpo di frana principale costituito da materiale eterometrico (A), una zona a coronamento costituita da blocchi sparsi di grandi dimensioni (B), una zona di traslazione (C) in cui attualmente non sono osservabili le piste seguite dai blocchi slittati principali (D) a causa della copertura ad opera del drappo sedimentario attuale che sigilla tutto il sistema (Figura 123).

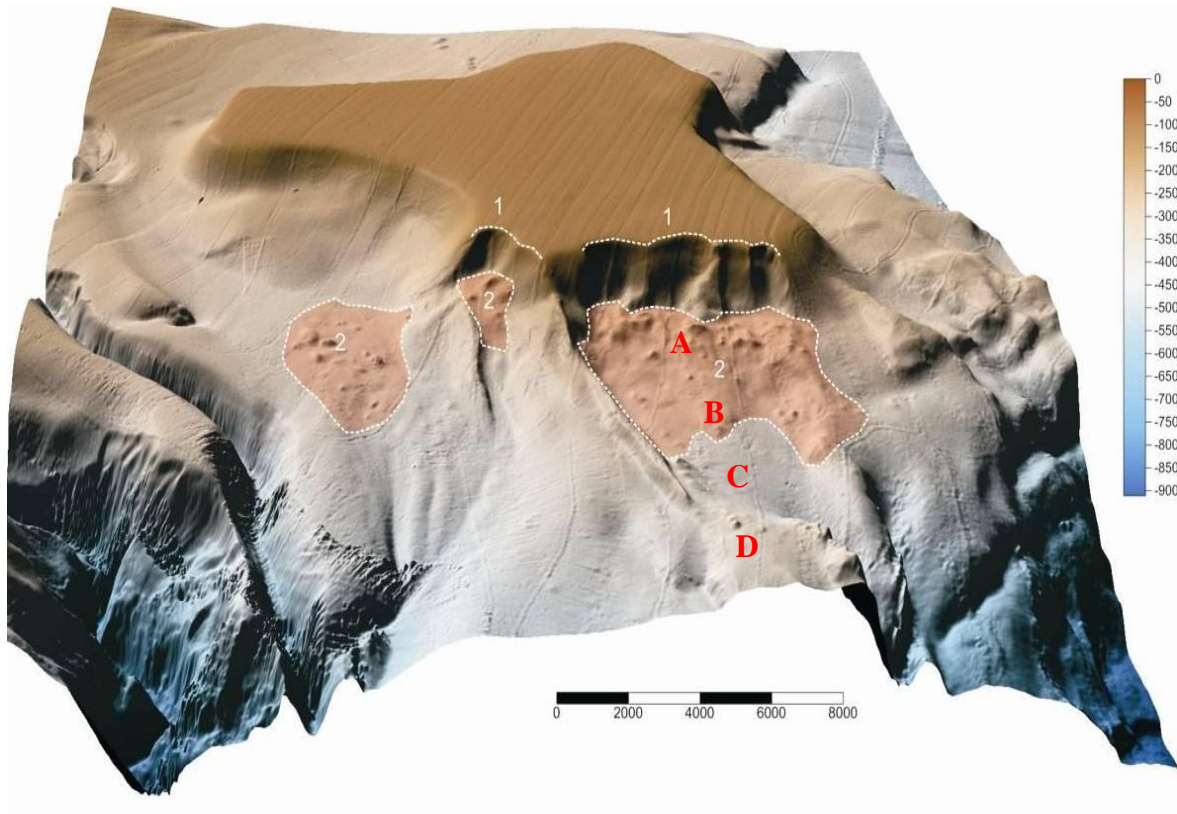


Figura 123 – DTM (Digital Terrain Model) del rilievo strutturale di “Su Banghittu”. Le lettere in rosso indicano la suddivisione in quattro settori del corpo di frana; A: lobo principale; B: zona a blocchi sparsi; C: zona di traslazione; D: blocco slittato principale.

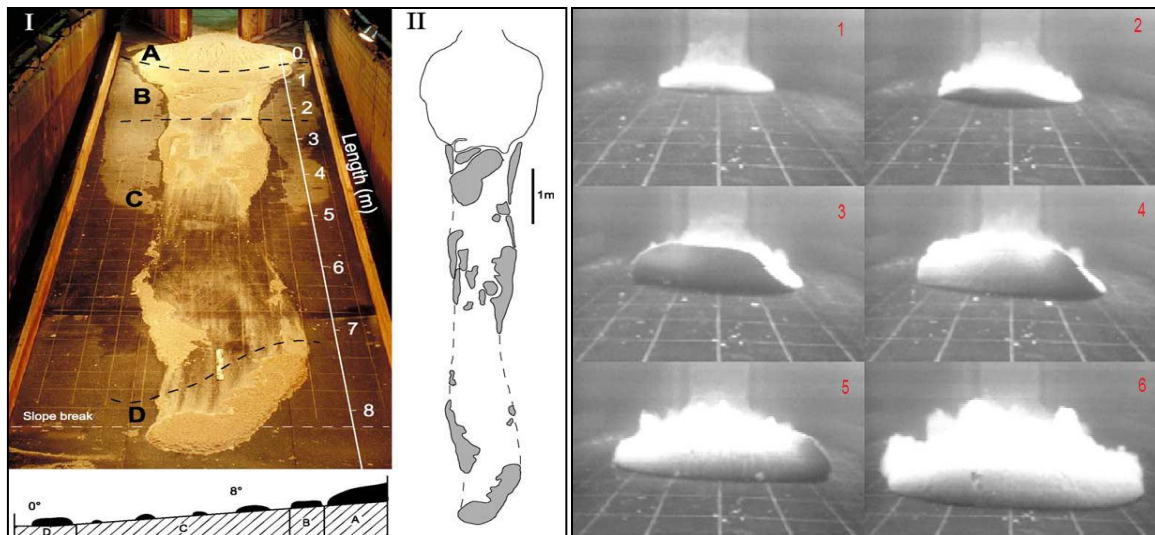


Figura 124 – Caratteristiche deposizionali di un debris avalanche sperimentale. La morfologia nella diapositiva è paragonabile alla suddivisione in zone descritta per il caso descritto nel margine continentale di Finneidfjord (Norvegia): A: lobo principale; B: zona a blocchi sparsi; C: zona di traslazione; D: blocco slittato principale. Istantanee subacquee del capovolgimento del fronte di un debris flow sperimentale. Nella parte destra dell'immagine è visibile, dalla diapositiva 1 alla 6, la sequenza di ribaltamento e l'evoluzione del fronte (da Ilstad et al. 2004, modificato).

I più importanti debris avalanche descritti in bibliografia sono relativi a processi di collasso dinamico dei crateri vulcanici. Gli edifici vulcanici, che spesso rappresentano intere isole, sono soggetti a cedimento strutturale provocando frane che possono generare tsunami distruttivi. Lo studio della letteratura riguardo il triggering di questi fenomeni ha portato all'individuazione di ventitre processi che contribuiscono al crollo. Questi fenomeni sono stati suddivisi in fattori esogeni ed endogeni che dominano rispettivamente i processi in fasi di vulcanismo attivo e passivo (Keating e McGuire, 2000).

L'ipotesi formulata per i processi presenti nelle pendici di Banghittu è quella di un triggering sismico delle frane, che sia causa scatenante ed evolutiva nella migrazione dei grossi blocchi a partire dalla base della nicchia di distacco su piani debolmente inclinati per diversi chilometri (Figura 125).

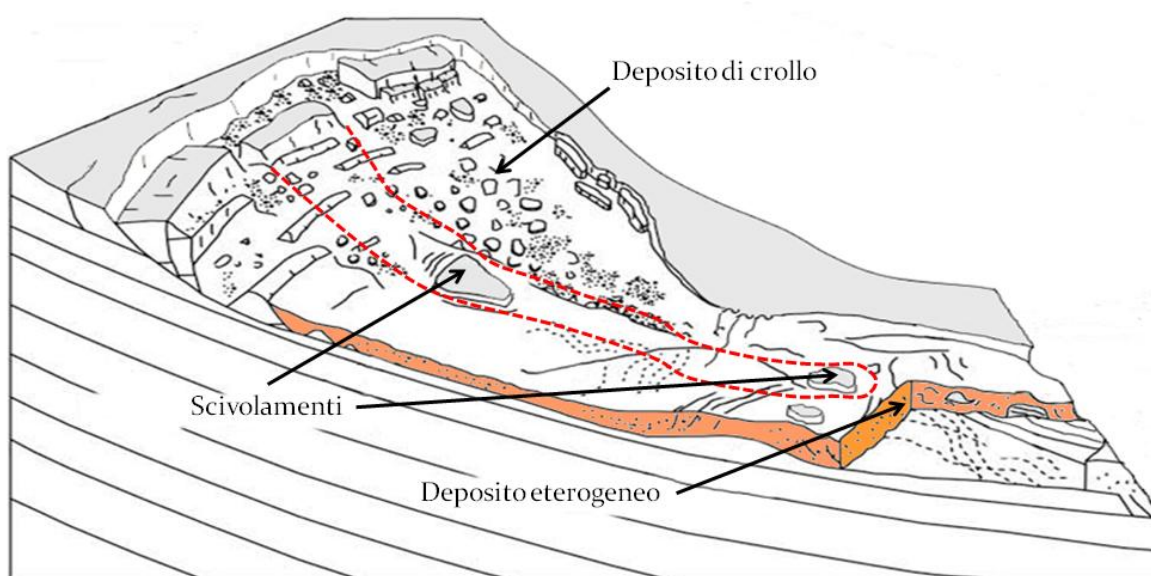


Figura 125 – Bloccodiagramma che rappresenta il modello proposto per l'evoluzione dei debris avalanche rilevati nelle pendici di Banghittu. I blocchi che crollano dalle zone di cornice scivolano su sedimenti limoso – argillosi in piani debolmente inclinati di circa 1° per diversi chilometri.

I debris avalanche rilevati nel Golfo di Cagliari presentano caratteristiche correlabili a quelli rilevati in diverse aree indagate nell'ambito del progetto MaGIC, in particolare nella Piattaforma Apula a Santa Maria di Leuca (Valle di Taranto), e nella Piattaforma Sud-orientale della Sicilia. Il motore energetico di questi processi di scivolamento gravitativo appare legato all'estrema prossimità del Fronte di accrezione Appenninico che condiziona l'attività di faglie trascorrenti che dislocano l'Unità Apula (Figura 126).

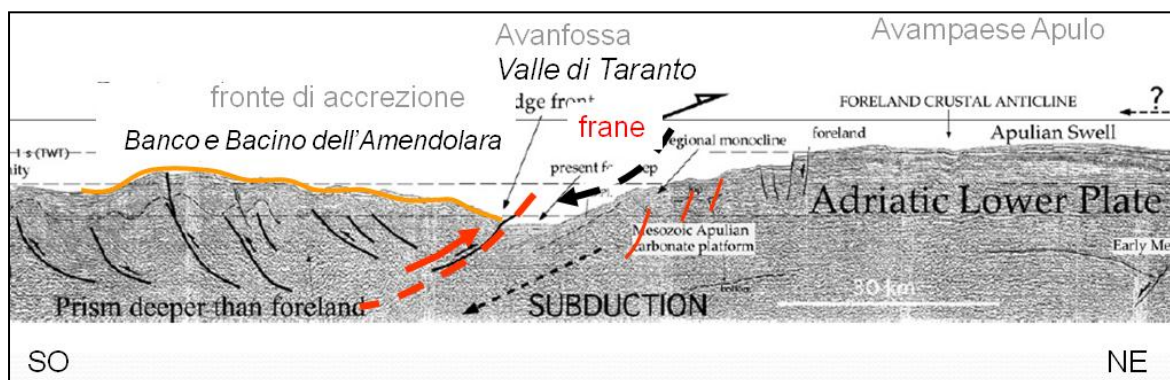


Figura 126 – Settore del Fronte di accrezione Appenninico che condiziona l'attività di faglie trascorrenti ed il conseguente innesco di fenomeni gravitativi di massa (Doglioni et al., 2007).

Il triggering sismico rappresenta la dinamica principale dei processi gravitativi nel margine della zona di subduzione tra l'arco calabro e la placca apula (Figura 127). In questo settore il pendio del margine è ricoperto da numerosi blocchi che si distaccano dalla zona di cornice e scivolano verso le zone più profonde sul pendio, si tratta di blocchi dalle dimensioni delle diverse centinaia di metri, correlabili con quelli rilevati nel Golfo di Cagliari (Figura 128).

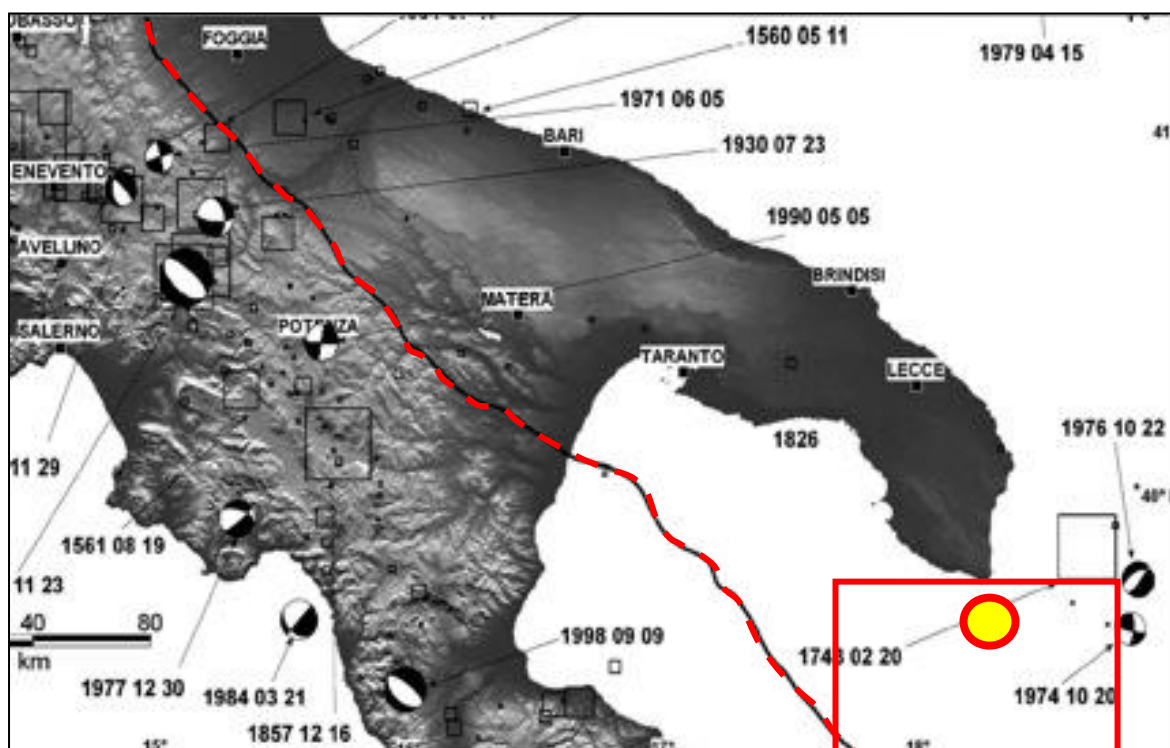


Figura 127 – Zona di subduzione tra l'arco calabro e la placca apula (linea tratteggiata in rosso). Il cerchio giallo bordato di rosso indica l'ubicazione in pianta della frana sottomarina di Santa Maria di Leuca. Il riquadro rosso indica l'ubicazione del dettaglio dell'area proposto in Figura 128

Le datazioni effettuate su carotaggi hanno stabilito che gli eventi franosi hanno avuto luogo circa 13000 anni fa all'inizio della risalita olocenica (Figura 128), in accordo con le ipotesi formulate per le frane studiate nelle pendici di Banghittu.

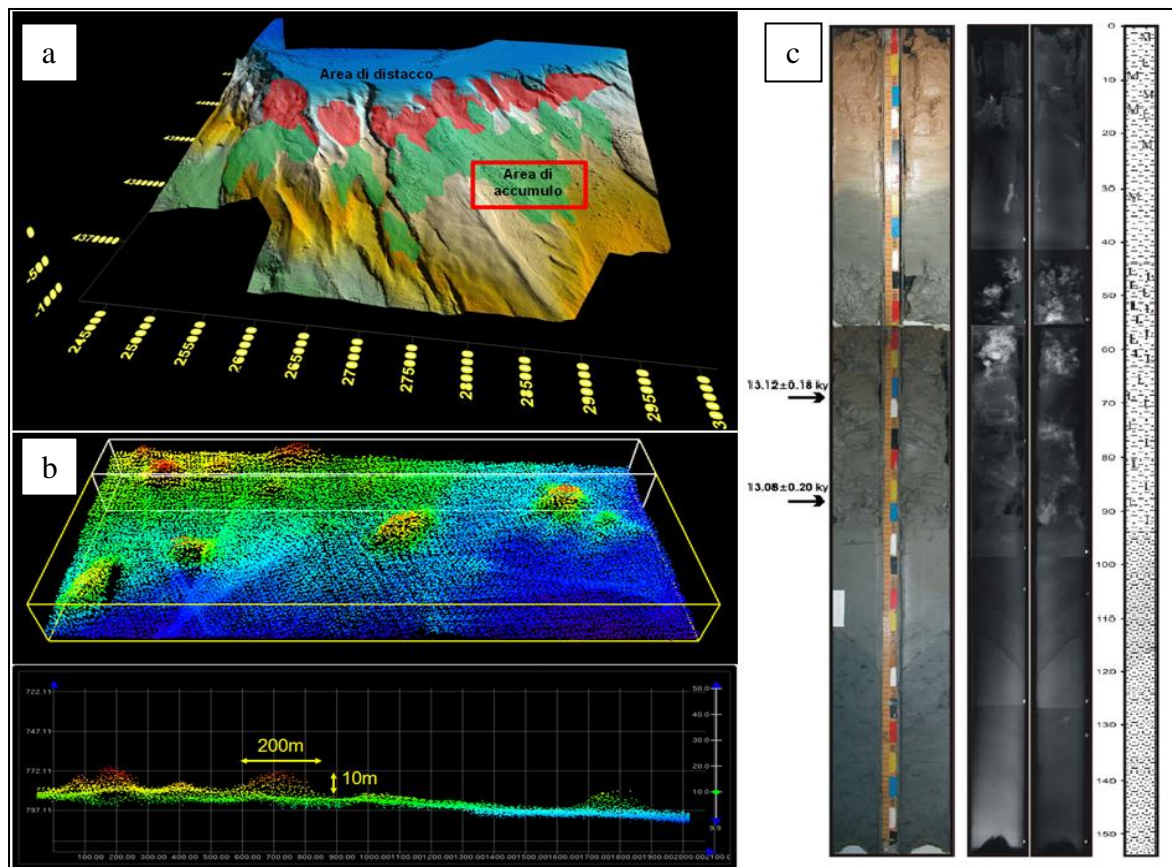


Figura 128 – Dettaglio del margine meridionale pugliese in corrispondenza della frana sottomarina di Santa Maria di Leuca (a). Si osservano numerosi blocchi delle dimensioni compatibili a quelli rilevati nel Golfo di Cagliari di centinaia di metri di diametro (b). Datazioni effettuate su carotaggi dei sedimenti che ricoprono i blocchi (c), hanno stabilito che gli eventi franosi hanno avuto luogo circa 13000 anni fa all'inizio della risalita olocenica, in accordo con le ipotesi formulate per le frane studiate nelle pendici di Banghittu (dati relativi al Foglio 47 MaGIC – S. Maria di Leuca. Savini A., Marchese F., Corselli C.)

Il margine continentale della Sardegna meridionale dal punto di vista sismico risulta poco attivo. Tutta l'Isola è stata classificata dal dipartimento della Protezione Civile in base al rischio sismico del territorio nazionale, nella zona 4, ossia la meno pericolosa.

Non sono rari tuttavia eventi sismici anche significativi, come ad esempio i due sismi registrati nel marzo 2006 dall'USGS all'interno del Golfo di Cagliari con epicentro nella piattaforma continentale tra Pula e capo Spartivento, a pochi chilometri dalla costa, rispettivamente di magnitudo 3,4 e 4,1 (Figura 129).

L'energia che ha caratterizzato questi sismi è compatibile con le dinamiche di innesco ed evoluzione delle frane precedentemente descritte; è valida dunque l'ipotesi che questi eventi potrebbero essere considerati una concausa nel triggering delle frane e nelle dinamiche di migrazione dei blocchi dalle zone di accumulo.

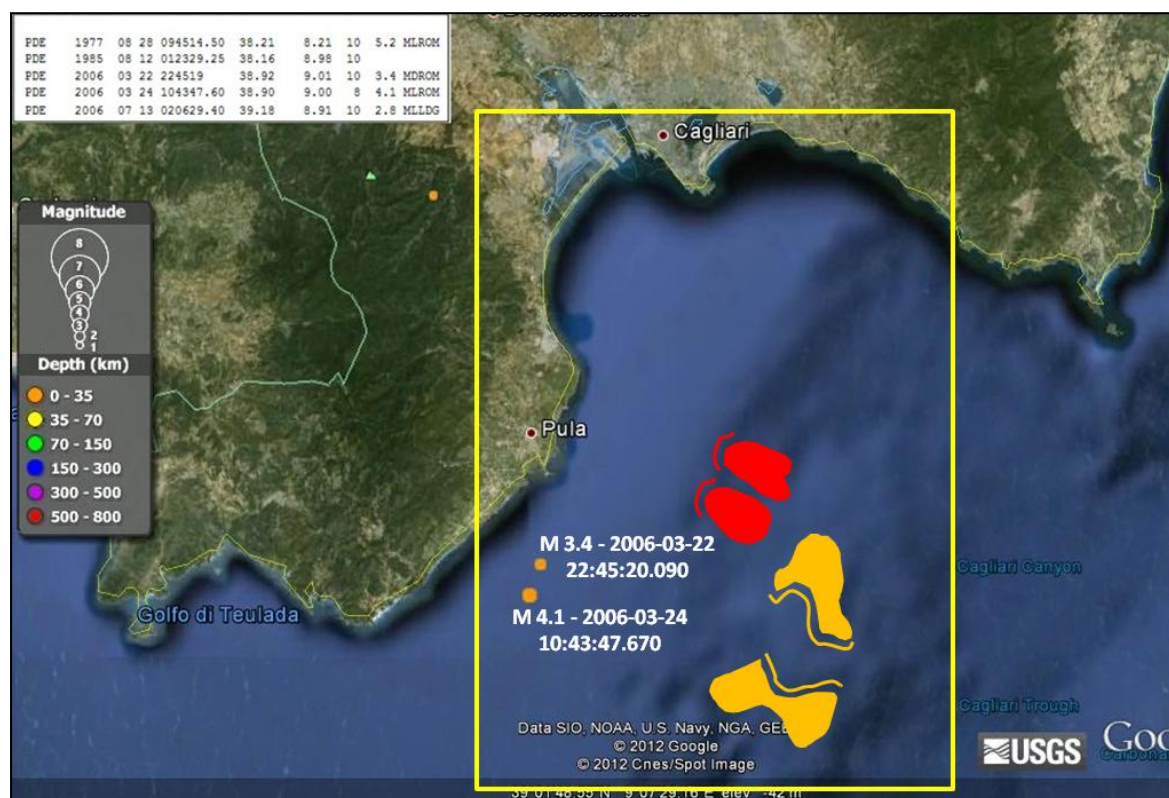


Figura 129 – Dettaglio dei due sismi registrati nel marzo 2006 dall'USGS all'interno del Golfo di Cagliari con epicentro nella piattaforma continentale tra Pula e capo Spartivento, a pochi chilometri dalla costa, rispettivamente di magnitudo 3,4 e 4,1.

Lo scivolamento dei sedimenti nelle frane sottomarine può modificare l'equilibrio della massa d'acqua e produrre uno tsunami. Gli tsunami prodotti da frane possono essere molto distruttivi nelle coste vicine ma, a differenza degli tsunami generati da forti sismi, generalmente non sono in grado di propagarsi per grandi distanze. Gli eventi gravitativi fin qui descritti sono tutti potenzialmente tsunamogenici, e la loro relativa vicinanza alla costa aumenta il rischio potenziale.

In corrispondenza del terremoto più potente del Novecento registrato in Italia, di magnitudo 7.1 sulla scala Richter, si verifica il 28 Dicembre 1908 a Sud dello stretto di Messina un evento di tsunami costituito da almeno tre ondate diverse, che inondò le coste creando ulteriori disastri e vittime. Gli studi degli scienziati dell'epoca dimostrarono che l'onda si presentò con un *run-up* di oltre 10 metri nelle coste esposte a SE. Fino a qualche

tempo fa si ipotizzava che la causa dell'onda anomala fosse esclusivamente legata all'evento sismico, messo in relazione ad una faglia non meglio precisata. Con il passare degli anni e con l'affinarsi delle tecniche di indagine, si sono formulate ipotesi diverse; oggi infatti la tesi più affermata indica come causa principale di questo tsunami non il terremoto (da considerarsi come causa scatenante dell'evento gravitativo), ma una frana sottomarina; infatti al piede della scarpata continentale sono stati rilevati un corpo di frana con volume di circa 20 km³ e la sua relativa nicchia di distacco.

Allo scopo di modellizzare le eventuali onde di tsunami generate a seguito degli eventi gravitativi rilevati all'interno del Golfo di Cagliari, sono state effettuate delle correlazioni con modelli sperimentali e casi reali studiati in diverse aree geografiche ed in diversi contesti geodinamici. Partendo dal modello elaborato da Tinti et al., nel 2000, validato da evidenze sperimentali nel corso dell'evento frana – tsunami di Stromboli da Casalbore et al., 2011, si è scelto di utilizzare il modello proposto da Brink et al., 2006 (USA Geological Survey). La curva descritta dalla funzione empirica:

$$y = 21.578 \log(x) - 13.032$$

modellizzata sulla base della frana di Portorico, che ha interessato un volume di 22 km cubi di sedimento alla velocità di circa 30 metri al secondo, offre indicazioni circa la dimensione delle onde di tsunami ipoteticamente generate dalle frane all'interno del Golfo di Cagliari; è stato ipotizzato, considerando i volumi stimati di sedimento interessato dai dissesti sottomarini, che si sarebbe potuta generare un'onda con un run-up di circa 3,5 metri, che sottocosta si sarebbe innalzata fino a 7 metri.

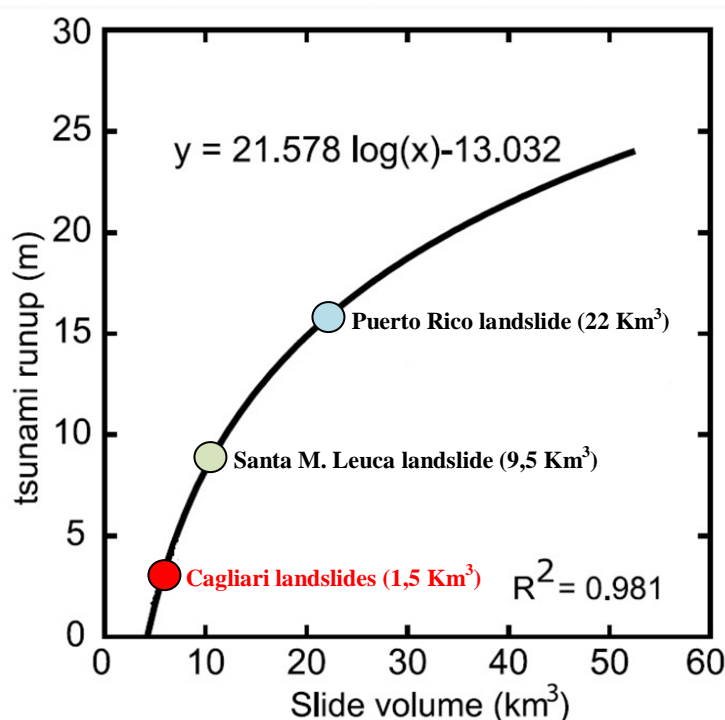


Figura 130 – Curva che descrive i rapporti tra Run-up massimo dell'onda di tsunami sulla costa settentrionale di Portorico in funzione del volume di frana e con durata della movimento di 200 s (Brink et al., 2006).

Le ipotesi formulate sul run-up dell'onda all'interno del Golfo di Cagliari non sono perfettamente calibrate sul modello utilizzato, anche perché sarebbe troppo riduttivo e semplicistico effettuare delle correlazioni che si basino semplicemente su volume e velocità del deposito di frana. Esercita un aspetto di fondamentale importanza ad esempio anche l'assetto fisiografico del margine in cui si verificano questi fenomeni, infatti le condizioni che si riscontrano in prossimità delle coste oceaniche sono molto diverse da quelle di un mare chiuso come il Mediterraneo, in particolare dell'area oggetto di studio, che è rappresentata da un golfo in cui il fenomeno risulterebbe fortemente amplificato.

La conferma delle ipotesi proposte si potrebbe avere andando a ricercare le evidenze relative ai depositi derivati dagli tsunami (*Tsunamiti*) in corrispondenza della linea di riva relativa al periodo in cui essi si sono verificati. Nel Golfo di Cagliari è stato stimato un periodo in cui si sono verificati i principali eventi franosi di circa 13.000 anni B.P., durante la fase di risalita olocenica del livello del mare; i depositi relativi a questi eventi è dunque da ricercare nella paleo linea di riva che attualmente si trova intorno ai -70 m.

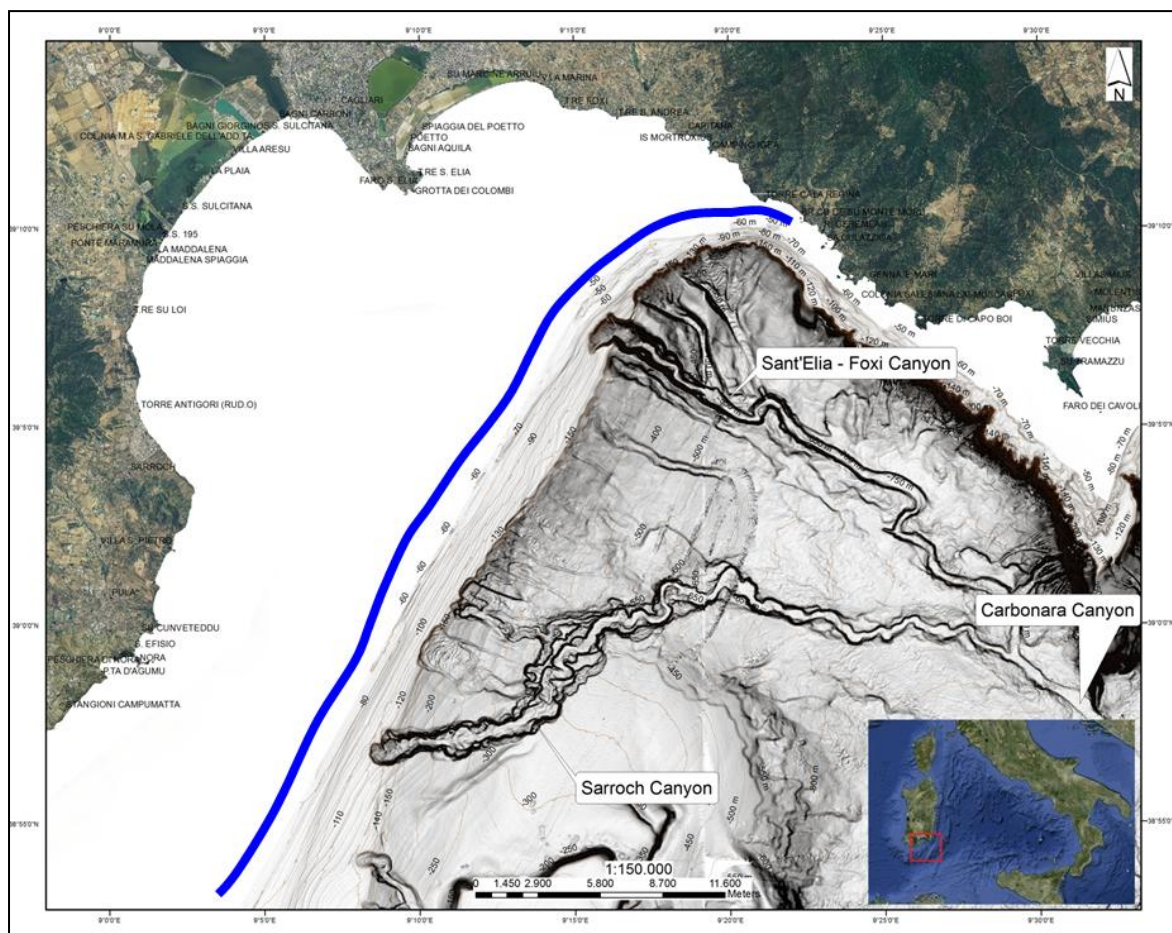


Figura 131 – Rilievo ombreggiato del settore settentrionale del Golfo di Cagliari (esagerazione verticale 3X). In azzurro è evidenziata la paleo linea di riva dei – 70 m, in cui si ipotizza che siano rilevabili le evidenze relative ai depositi di tsunami.

Da queste evidenze è possibile affermare che nel settore meridionale del golfo di Cagliari i fenomeni erosivi sono molto più spinti rispetto al settore settentrionale in quanto la zona ha avuto un comportamento geodinamico legato all'evoluzione del bordo occidentale del golfo di Cagliari.

Capitolo 8 – CONCLUSIONI

Nel lavoro di tesi è stato condotto uno studio della piattaforma continentale e della scarpata superiore nel margine continentale della Sardegna meridionale compreso all'interno del Golfo di Cagliari. È stata acquisita, elaborata ed analizzata una grossa mole di dati morfobatimetrici e sismici, e sono state effettuate delle ipotesi evolutive dei processi che governano il settore. Sono stati analizzati con particolare attenzione sotto l'aspetto morfobatimetrico i sistemi di canyon, le frane sottomarine, i principali lineamenti strutturali ed infine la presenza di fluidi idrati all'interno dei sedimenti. Sono state reinterpretate in chiave morfologica diverse linee sismiche Sparker, acquisite a partire dagli anni '70 durante le campagne Sardegna 70, Placers, e Margini Continentali Sardi (MCS). Simultaneamente all'acquisizione dei dati morfobatimetrici multibeam è stata acquisita una grossa mole di dati subbottom profile, che è stata utilizzata a supporto dell'interpretazione dei lineamenti rilevati. È stato prodotto per la prima volta un modello tridimensionale basato su dati a copertura totale non interpolato dei fondali nel margine continentale meridionale sardo. L'impiego di nuove metodologie di indagine ha permesso di produrre una classificazione da un punto di vista quantitativo dei diversi sistemi morfodinamici rilevati nell'area di studio. Sono stati forniti nuovi elementi utili alla comprensione ed alla reinterpretazione dei processi sedimentari propri dei canyon e del bordo superiore della scarpata, definendo sotto l'aspetto spaziotemporale i principali fattori di controllo che ne hanno guidato l'evoluzione.

È stata prodotta un'analisi quantitativa e morfometrica di tutti i sistemi di canyon, che si è rivelata molto efficace per la comparazione tra sistemi appartenenti allo stesso contesto geodinamico e canyon che si sviluppano lungo margini diversi. Nel dettaglio, l'analisi quantitativa dei canyon ha messo in evidenza una distribuzione spaziale dei parametri morfometrici studiati estremamente articolata; tale assetto è da mettere in relazione all'influenza esercitata dal prolungamento delle strutture che governano l'evoluzione del sistema Horst – Graben del Campidano.

Dall'analisi quantitativa combinata tra i sistemi di canyon e le frane, è stato possibile suddividere il Golfo di Cagliari in tre settori governati da assetti geodinamici differenti:

Il settore settentrionale presenta un controllo tettonico principalmente nell'impostazione dei canali che costituiscono il Sant'Elia – Foxi Canyon; tuttavia non sono stati rilevati particolari indizi di attività erosiva legati a movimenti tettonici recenti.

Il settore centrale, che ospita il Sarroch Canyon ed un ampio settore di scarpata superiore interessato da erosione diffusa, evidenzia caratteristiche proprie dei margini passivi in cui

non si registra alcuna attività tettonica; in questo settore le dinamiche sedimentarie rappresentano il principale meccanismo di modellamento.

Il settore meridionale è quello che presenta le maggiori evidenze di attività sia tettonica che di dinamiche erosive, in quanto la zona ha avuto un comportamento geodinamico legato all'evoluzione recente del bordo occidentale del golfo di Cagliari.

La ricostruzione dei profili longitudinali dei canyon a partire da dati morfobatimetrici ad altissima risoluzione ha permesso di evidenziare come l'analisi quantitativa possa rappresentare indirettamente un possibile indicatore tettonico e dei processi che governano i sistemi di canyon. L'approfondimento del thalweg rispetto ai fianchi nei tratti di canyon caratterizzati da maggior gradiente è indice ad esempio della natura retrogressiva del sistema.

Lo studio di dettaglio combinato tra le osservazioni relative ai canyon ed alle frane sottomarine, ha permesso di formulare diverse ipotesi sui fattori che guidano l'evoluzione dei tre settori caratterizzati da un assetto geodinamico differente.

- Nel settore settentrionale il profilo longitudinale del thalweg principale mostra due trend che ricalcano l'andamento fisiografico del margine in cui si sviluppano, evidenziando il controllo strutturale che caratterizza anche i fianchi fortemente asimmetrici del sistema.
 - Nella superficie del deposito intracanalale, nell'area di testata, è stata rilevata la presenza di morfologie depresse riferibili a *pockmarks*, da mettere in relazione principalmente alla fuoriuscita di fluidi allo stato gassoso presenti all'interno delle sequenze deposizionali più superficiali. La presenza di queste morfologie rappresenta una concausa nell'innescare dei fenomeni gravitativi all'interno dei sistemi di canyon. L'evoluzione dei *pockmarks* è stata messa in relazione alla presenza di una famiglia di faglie che disloca il settore di testata in un sistema horst – graben, comprimendo lateralmente le litologie costituite da materiale fine (sabbie e fanghi), e causando la fuoriuscita dei fluidi, definendo una componente litologica al controllo del fenomeno. Il periodo di formazione è stato attribuito all'ultima fase di stazionamento basso del livello del mare, circa 18.000 anni B.P., quando il conseguente aumento della pressione neutra interstiziale nel deposito ha causato il cedimento del sistema con la fuoriuscita di fluido gassoso che ha trascinato con sé parte del materiale sedimentario di copertura. I crateri non sono da considerarsi

“relitti”, in quanto non è stata rilevata una copertura di essi da parte della sedimentazione attuale, ma si ipotizza un’attività modesta da mettere in relazione alla compressione laterale del sedimento ad opera delle faglie rilevate in prossimità della testata.

- All’interno della testata del Sant’Elia – Foxi Canyon è stata rilevata una frana, di cui è stato stimato un deposito di 35 milioni di metri cubi. Nella superficie si rileva la presenza di caratteristiche forme di fondo costituite da creste allungate in direzione perpendicolare alla massima pendenza. Si tratta di morfologie da mettere in relazione ad ambienti di sedimentazione attiva, caratterizzate da un approfondimento della superficie del deposito con la migrazione verso l’alto delle creste in archi temporali anche brevi. Si ipotizza che la porzione più profonda del deposito mantenga una morfologia stabile, da mettere in relazione a condizioni eustatiche di mare basso. Le forme che si rilevano nella porzione superiore si ipotizzano attive, in relazione all’assetto fisiografico del margine in cui la piattaforma continentale si sviluppa per soli 2 km, non esercitando sufficiente opera di attenuazione dell’energia verso i flussi iperpicniali provenienti dal reticolo idrografico dell’horst del Sarrabus.
- Il profilo longitudinale del thalweg del Sarroch Canyon è caratterizzato da un andamento omogeneo, privo di repentine variazioni di valore del gradiente, assimilabile all’andamento asintotico di un ipotetico profilo di equilibrio. In questo settore del margine si ipotizza che l’attuale influenza nell’evoluzione della geometria, sia legata maggiormente all’assetto fisiografico del bacino ed ai processi di natura esogena.
 - È stata rilevata la presenza di numerosi terrazzi intracanal, di cui sono stati riconosciuti almeno tre ordini; l’ipotesi evolutiva è da mettere in relazione a diverse fasi di uplift del settore, anche nell’ordine delle decine di metri, che abbassano il livello di base del sistema e giustificano la reincisione del deposito intracanal. Il profilo longitudinale è caratterizzato da un gradiente che diminuisce progressivamente con l’aumento della profondità, indice di un sistema “maturo”, giustificato dal tipo di margine passivo con limitata attività tettonica.
 - Il Sarroch Canyon opera un’importante azione di erosione basale dei depositi al piede delle frane significative 2 e 3 per erosione laterale di meandro; i due sistemi

interessano complessivamente un volume di sedimento stimato di 130 milioni di metri cubi. La dinamica che governa questo settore è duplice, da un lato vi è il collasso gravitativo che ha sede nel bordo della piattaforma, e dall'altro il processo di erosione basale del deposito ad opera del Sarroch Canyon. Il deposito interessato dall'evento è quello limo – argilloso che fossilizza i depositi del TDS (Terrazzo Deposizionale Sommerso) dello stadio 2. L'ipotesi, in attesa di eseguire ulteriori indagini, e rafforzata da studi in contesti simili, è che essi si siano prodotti durante le prime fasi della risalita eustatica, circa 14000 – 12000 anni fa.

- È stata ipotizzata la presenza di gas idrati all'interno dei corpi di frana, che, alla mutazione delle condizioni al contorno di temperatura e pressione, rappresentano una componente importante nelle dinamiche di innesco dell'evento gravitativo.
- Il settore meridionale può essere inserito in quei casi in cui l'assetto fisiografico e strutturale più che i fattori esogeni di sedimentazione, controllano la geometria del profilo longitudinale del thalweg e la morfologia in pianta dei canyon.
 - La vista in pianta evidenzia l'influenza di due direttrici principali di lineamenti, una N 310° ed una quasi ortogonale ad essa orientata N 50°, che intersecano trasversalmente il corso del canyon dislocandolo. Il profilo longitudinale evidenzia un andamento variamente articolato con una accennata concavità verso l'alto e geometria delle sezioni trasversali a V; i fianchi presentano un graduale aumento della quota e sono caratterizzati da diffusi processi di instabilità gravitativa, questi aspetti suggeriscono un carattere puramente erosivo del sistema. Anche il settore profondo evidenzia caratteristiche di dinamica erosiva, messo in evidenza dalla geometria a V delle sezioni trasversali, e dalla presenza di numerosi gradini morfologici lungo il fondo. Queste dinamiche sono connesse ad un aumento del potere erosivo dei flussi in quest'area, in relazione all'aumento del gradiente della scarpata continentale.
 - La correlazione di quest'area con sistemi che appartengono a contesti geodinamici molto differenti (Monterey Canyon, margine californiano), ha messo in evidenza come anche sistemi morfologicamente simili, caratterizzati da settori rettilinei dislocati da strutture tettoniche, mostrino una geometria dei profili longitudinali e degli altri parametri morfometrici molto diversa. Questo fattore è da mettere in relazione al diverso stadio di maturità dei due canyon, infatti il sistema di Monterey

evidenzia un profilo longitudinale del thalweg caratterizzato da una marcata concavità verso l'alto, tipica dei margini trasformati, indice di un sistema maturo; il Pula Canyon presenta un profilo longitudinale quasi rettilineo, relativo a sistemi che si collocano in margini interessati da recente attività tettonica.

- Nel settore meridionale dell'area indagata è stato rilevato il rilievo strutturale di "Su Banghittu", interpretato come un lembo residuale di piattaforma continentale. Sulla cima del Seamount si registra una sedimentazione essenzialmente carbonatica - bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998), mentre il pendio è ricoperto da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma. et al., 1985). Il Seamount occupa un settore di scarpata superiore tettonicamente fortemente condizionato; soprattutto il settore Nord – Orientale è caratterizzato da almeno due direttrici principali di lineamenti correlabili con quelle rilevate nel Pula Canyon, che generano il basculamento di grossi blocchi, indice di deformazioni gravitative profonde controllate dalla tettonica.

Le frane significative 4 e 5 occupano il bordo meridionale e quello settentrionale del rilievo; il processo gravitativo in questo settore evidenzia le caratteristiche proprie dei *debris avalanches*, interessando volumi di decine di milioni di metri cubi di sedimento. Si ipotizza una collocazione temporale per questi eventi alla fine del pleistocene, in considerazione del fatto che i megablocchi appaiono ricoperti dal solo drappaggio olocenico. Le dinamiche evolutive di questi sistemi sono da attribuire ad un triggering sismico, nonostante il margine continentale della Sardegna meridionale dal punto di vista sismico risulti poco attivo. Eventi sismici anche significativi si sono registrati ad esempio nel marzo 2006 nella piattaforma continentale tra Pula e capo Spartivento, rispettivamente di magnitudo 3,4 e 4,1

Gli eventi gravitativi fin qui descritti sono tutti potenzialmente tsunamogenici, e la loro relativa vicinanza alla costa ne aumenta il rischio potenziale.

È stata formulata un'ipotesi basata su modelli sperimentali e studio di casi reali relativamente alla dimensione delle onde di tsunami che si sarebbero potute generare dagli eventi gravitativi analizzati in questo lavoro. Considerando i volumi stimati di sedimento interessato dai dissesti sottomarini, si sarebbe potuta generare un'onda con un run-up di circa 3,5 metri, che sottocosta si sarebbe innalzata fino a 7 metri. Le evidenze relative ai depositi derivati dagli tsunami (*Tsunamiti*), sono da ricercare in corrispondenza della linea

di riva relativa al periodo in cui essi si sono verificati, ossia quella dei -70 m corrispondente allo stazionamento basso del mare di circa 13.000 anni fa.

Gli elementi a rischio sono situati ad una distanza dalla costa che varia tra i 2 km ed i 15 km, sono rappresentati dalla città di Cagliari e dalle infrastrutture che la servono; l'area maggiormente sensibile è rappresentata dal polo petrolchimico di Sarroch, situato nella fascia costiera in corrispondenza delle frane significative 2 e 3, ad una distanza di 14 km.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ W. (1972) -*Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature: 235, 103-105, London.

ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) -*The tectonics of central eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the south of Corsica*. In: MAXIA C. & POMESANO CHERCHI A. (Eds.), *Paleogeografia del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo Occidentale*. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, 43, 5-34, Cagliari.

ANTONIOLI F., ANZIDEI M., LAMBECK K., AURIEMMA R., GADDI D., FURLANI S., ORRÙ P. E., SOLINAS E., GASPARI A., KARINJA S., KOVACIC V., SURACE L. (2007), *Sea-level Change During the Holocene in Sardinia and in the Northeastern Adriatic (Central Mediterranean Sea) from Archaeo-logical and Geomorphological Data*, «Quaternary Science Reviews», 26, pp. 2463-86.

ARAÑA V., BARBERI F. & SANTACROCE R., (1974) – *Some data on the comenditic type area (S. Pietro and S. Antioco Island, Sardinia)*. Bull. Volcanol.: 38, 725-736, Heidelberg.

ARTHAUD F. & MATTE P. (1966) - *Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries étamorphiques du Massif des Maures (Var.)*. C. R. Acad. Sci. Paris: 262, 436-439, Paris.

ARTHAUD F., & MATTE P. (1975) – *Les Décrochement tardi-Hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et Essai de Reconstitution des Conditions de la Déformation*. Tectonophysics, 25: 139-171, Amsterdam.

ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a rightlateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull.: 88, 1305-1320, Boulder.

ASSORGIA A., BALOGHK., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F.A. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of the Oligocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), *Atti del Convegno "Rapporti Alpi Appennino"*, Accademia Nazionale delle Scienze, Scritti e Documenti, 14: 397-424.

ATLANTE DEI TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI lungo le coste italiane – ISPRA APAT 2004.

AUZENDE, J., BONIN. J. & OLIVET. J. L. (1973). *The origin of the Western Mediterranean basin*. Journal of the geological society, London, 19. 607-620.

AUZENDE, J. –M., BONNIN, J., & OLIVET J. L., (1974). *Le détroit sardine-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne*, Tectonophysics, 21, 357-374.

B. ATAIE – ASHTIANI B., SHOBEYRY G., FARHADI L. (2008). “Modified incompressible SPH method for simulating free surface problems.” Fluid Dynamics Research, 38 (4): 241-256.

BABIN C., COCKS L.R.R. & WALLISER H. (1980) - Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. "26° Congr. Géol. Intern., Coll. 6 "Géol. de l'Europe"", Paris, 7-17 juillet 1980, 191-202.

BALIA R., FAIS S., KLINGELÉ E., MARSON I. & PORCU A. (1991) - *Aeromagnetic constraints on the geostructural interpretation of the southern part of the Sardinian Rift, Italy*. Tectonophysics: 195, 347-358, Amsterdam.

BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*, 345, pp. 115, C.N.R.- Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.

BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di edimentazione relativi alla "Formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 12, 13-50, Cagliari.

BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOTTI F., ULZEGA A., ORRU' P. & PINTUS C., (2005) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000: foglio 557 Cagliari. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.

BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS G. (1990) – U/Th ages obtained by mass spectrometry in coral from Barbados: sea level during the past 130 Ka years. Nature, Vol. 346, 456-458.

BAYER R. & MATTE P. (1979) - *Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortegal Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation*. Tectonophysics: 57, T9-T18, Amsterdam.

BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 40, 57-72, Milano.

BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), The lithosphere in Italy - Advances in earth science research. Accademia Nazionale dei Lincei: 229-248, Roma.

BECCALUVA L., COLTORI M., GALASSI R., MACCIOTTA G., Siena F. (1994). The Cenozoic calcalkaline magmatism of the Western Mediterranean and its geodynamic significance. Boll. Geof. Teor. Appl. 51, 1480-1493.

BERTOLIO S. (1895) - *Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne meridionale)*. Bull. Soc. géol. France: 23, Paris. Billi et al., 2011.

BLUNDELL, D., FREEMAN, R., MUELLER, S., 1992. A Continent Revealed, The European Geotraverse. Cambridge University Press, Cambridge.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Il micro continente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: MAXIA C. & POMESANO CHERCHI A. (Eds.), Paleogeografia del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo

Occidentale. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, 43, 57-68, Cagliari.

BOSELLINI A., (2002).– Dinosaurs “re-write” the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth Science Reviews*, v. 59, 211-234.

BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale*. Ann. Univ. Ferrara: 1, 1-15, Ferrara. Bouillin et al., 1998.

BOUMA, A. H. et al., (1985). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. New York, NY: Springer-Verlag, 1985.

BRINK, U. S., E. L. GEIST, P. LYNETT, & B. ANDREWS (2006), Submarine slides north of Puerto Rico and their tsunami potential, in *Caribbean Tsunami Hazard*, edited by A. Mercado, and P. L.-F. Liu, World Sci., Hackensack, N. J.

BURRUS, J., 1989. Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (Northwest Mediterranean). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 5: 377-393.

CARBONI S. & LECCA L. (1992) – *Upper Pleistocene Lowstand of Sea-level on the Continental Shelf of Western Sardinia: paleo-bathymetric evidences*. INQUA Subcommission Mediter. Black Sea Shorelines, Newsletter n°14, June 1992, ed C. Zazo & Barbaji, Madrid, 57-65.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICI C.A. (1982) – *Lineamenti del paleozoico sardo*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICI C.A. (Eds.) *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Soc. Geol. It. Guide Geologiche Regionali: 11-23, Cagliari.

CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) – *Schema dell'evoluzione del basamento sardo*. In: Guida alla escursione sul basamento paleozoico della Sardegna. Gr. Inf. Geol. Strutt. 12-28, Cagliari.

CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994) – *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276. Newsletter, 5, 61-82, Siena.

CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) – *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia- Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova: 7, 128-137, Oxford.

CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., & PASCI S. (2001) – *Geologia della Sardegna, Note illustrative della*

Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200000. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It. 60: 263 pp., Roma.

CARMINATI, E., WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W., SABADINI, R., (1998a). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651–665.

CARMINATI, E., WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W., SABADINI, R., (1998a). The two stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modelling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 667–679.

CARMINATI E., LUSTRINO, M., CUFFARO, M., DOGLIONI, C., (2010). Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. ISSN 1441–8142 In: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (Eds.), *Electronic Edition. The Geology of Italy, Journal of the Virtual Explorer*, 36. doi:10.3809/jvirtex.2010.00226. paper 8.

CARMINATI, E., DOGLIONI, C. (2005). *Mediterranean Geodynamics: Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 135–146.

CARMINATI E., MICHELE LUSTRINO, CARLO DOGLIONI (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1:50.000; Foglio geologico 566 "Pula". Da ISPRA

CASALBORE D., ROMAGNOLI C, BOSMAN A, CHIOCCI FL (2011a), Potential tsunamigenic landslides at Stromboli Volcano (Italy): Insight from marine DEM analysis. *Geomorphology*, Volume 126, Issues 1-2, 1 March 2011, Pages 42-50.

CASALBORE D., ALESSANDRO BOSMAN, CLAUDIA ROMAGNOLI, FRANCESCO LATINO CHIOCCI (2013) Small-scale crescent-shaped bedforms in submarine volcanic setting: examples from Stromboli and Salina island (Italy).

CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. *Mar. and Petr. Geol.* 18, 863-888, Oxford.

CHAPPEL J. & SHACKLETON N. (1986) – *Oxygen isotopes and sea level*. *Nature*, vol. 324, pp 137-140.

CHERCHI A. (1979) - *Microfauna aptiano- (?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. *Riv. It. Paleont.*: 85, 353-410, Modena.

CHERCHI A. (1985) - Introduction to the Geology of Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 9-30.

CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ROBBA E. (1978a) – *Stratigrafia e paleoecologia del Miocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale)*. Riv. It. Paleont. Strat.: 84 973-1036, Milano.

CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978b) – *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Mem. Soc. Geol. It.: 19, 581-587, Roma.

CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The oligo-miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin*. Nature: 298, 736-739, London.

CHERCHI A. & MONTADERT L. (1984) - *Il sistema di rifting oligomiocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It.: 24, 387-400, Roma.

CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci. Paris: 298, 889-894, Paris.

CINCOTTI F., BALOGH K. & ASSORGIA A. (1994) - Strongly explosive products, collapse column related, from Sulcis Area (SW Sardinia). Volcanological and K-Ar geochronological data and implications for structural evolution. "International Association of Sedimentologists 15th Regional Meeting", Ischia, Italy, 1-6.

COCOZZA T. (1967a) - *I rapporti cambro-ordoviciani nella zona di Acquaresi (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Res. Ass. Min. Sarda: 72, 3-37, Iglesias.

COCOZZA T. (1967b) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It.: 6, 607-642, Roma.

COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It.: 13, 85-186, Roma.

COMPAGNONI, R., MORLOTTI, E. & TORELLI, L., (1989). Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardinia Trough and Cornaglia Terrace (southwestern Tyrrhenian Sea, Italy): paleogeographic and geodynamic implications. Chemical Geology, 77: 375-398.

CONTI M.A., MORSILLI M., NICOSIA, U., SACCHI, E., SAVINO, V., WAGENSOMMER, A., DI MAGGIO, ., GIANOLLA, P., (2005). Jurassic dinosaur footprints from southern Italy: footprints as indicators of constraints in paleogeographic interpretation. Palaios 20, 534–550.

CORTI, G., CUFFARO, M., DOGLIONI, C., INNOCENTI, F., MANETTI, P., 2006. Coexisting geodynamic processes in the Sicily Channel. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), Tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special, 409, 83–96.

COSSELLU M., (2007). PhD Thesis. Sedimentologia e processi deposizionali della piattaforma continentale di Cagliari dal Last Glacial Maximum all'attuale

COULON C. & DUPUY C. (1975) - *Évolution spatiale des aractères chimiques du volcanisme andésitique de la Sardaigne (Italie)*. Earth Planet. Sci. Lett.: 25, 170-176, Amsterdam.

COVAULT J. A., FILDANI A., ROMANS B. W., MCHARGE T. (2011). The natural range of submarine Canyon-and-channel longitudinal profiles. Geoshere 7, 2, 1-20.

DEIANA G., ORRÙ P.E., PALIAGA E., TODDE S. (2012)- Morfologia e dinamica delle frane sottomarine potenzialmente tsunamogeniche del margine meridionale sardo (Progetto MAGIC). 86° Congresso nazionale della Società Geologica Italiana, Arcavacata di Rende 18-20 Settembre 2012. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 21 (2012), pp. 1182-1184.

DEPTUCK M. E., SYLVESTER, Z., PIRMEZ, C., & O'BYME, C., (2007). Migrationaggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon , western Niger Delta slope: Marine and Petroleum Geology, v. 24, p. 406–433, doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.01.005.

DEVOTI R., F. RIGUZZI, M. CUFFARO & DOGLIONI (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction, Earth Planet. Sci. Lett. 273, 163-174.

DI NAPOLI ALLIATA E. (1968) - Il Quaternario del Golfo di Cagliari: studio di carote prelevate della piattaforma continentale. Quaternaria, 10 : 83-93, Roma

DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles*. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP Project No 276, Newsletter, 5, 33-44, Siena.

DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUARPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) – *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 30: 979-1968, Milano.

DOGLIONI C., GUENGUEN E., HARABAGLIA P. & MONGELLI F. (1999) –On the origino f W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. Geol. Soc. Sp. Publ., 156, 541-561.

DOGLIONI, C., CARMINATI, E., CUFFARO, M., SCROCCA, D., 2007. Subduction kinematics and dynamic constraints. Earth-Science Reviews 83, 125–175.

DUNCAN, C. S., J. A. GOFF, J. A. AUSTIN, AND C. S. FULTHORPE (2000) - *Tracking the last sea level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf*, Mar. Geol., 170, 395-421.

DURAND, B., JOLIVET, J., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M., 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society of London Special Publication 156, 1–584.

DYKSTRA, M., KNELLER, B., & MILANA J.P., (2006). Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley – paleofjord: the Pennsylvanian (Late carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 913-937, doi: 10.1130/B25810.1.

EDEL J.B., MONTIGNY R. & THUIZAT R. (1981) - *Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetism and K-Ar studies*. Tectonophysics: 79, 201-233, Amsterdam.

EGGER, A., (1992). Lithospheric structure along a transect from the northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data, PhD thesis, ETH Zurich, Zurich.

EMERY D. & MYERS K.J. (1996) - Sequence Stratigraphy. Blackwell Science. pp. 291.

ESTRADA F., ERCILLA G., ALONSO B., (2005). Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implication for sedimentary dynamics. Marine and Petroleum Geology 22, 623-635.

FANUCCI F., FIERRO G., ULZEGA A., GENNESSEAU M., REHAULT J.P. & VIARIS DE LESEGNO L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: Structure and sedimentary characteristics*. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 1201-1217, Roma.

FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr.: 68, 99-106, Berlin.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) – *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 137-149, Cagliari.

FRIZON DE LAMOTTE, D., RAULIN, C., MOUCHOT, N., WROBEL-DAVEAU, J.-C., BLANPIED, C., RINGENBACH, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. Tectonics 30, TC3002. doi:10.1029/2010TC002691.

FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It.: 119, 31-38, Roma.

GANDIN A., (1970) - *Dati preliminari sulle microforme di tre sondaggi nel Golfo di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., 89, 507-512.

GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico*. Mem. Soc. Geol. It.: 22, 145- 150, Roma.

GARBARINO C., MACCIONI L. & SALVADORI I. (1985) - *Carta geopetrografica dell'Isola di S. Pietro (Sardegna)*, S.E.L.C.A., Firenze.

GATTACCECA, J., DEINO, A., RIZZO, R., JONES, D.S., HENRY, B., BEAUDOIN, B., VEDEBOIN, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 359–377.

GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi*. Miner. Petr. Acta, 18, 205-234.

GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 165- 182, Cagliari.

GRENEE H. G., MAHER N. M., PAULL C.K. (2002). –Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development *Marine Geology* 181, 55-82.

GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984) - *Leucogranites of Sardinian Batholith: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis*. *Period.Mineral.*, 53, 17-32.

GUEGUEN F., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998). - On the post-25 Ma geodynamic Guliev I.S. (1992) – A review of mud volcanism. Translation of the report by Azerbaijan Academy of Sciences Institute of Geology, 65.

HEYMES, T., MONIÉ, P., ARNAUD, N., PECHER, A., BOULLIN, J.-P., COMPAGNONI, R., (2010). Alpine tectonics in the Calabrian–Peloritani Belt (southern Italy): new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in the Aspromonte Massif area. *Lithos* 114, 451–472.

HUNT, D., TUCKER, M. E., (1992), Stranded Parasequences and the forced regressive wedge Systems Tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.

ILSTAD T., FABIO V. DE BLASIO, ANDERS ELVERHBI, CARL B. HARBITZ, LARS ENGVIK, ODDVAR LONGVA, JEFFREY G. MARR (2004). On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows.

IMBERT P., A. GAY, S. HO, & S. NAHAN (2011). Polygonal fault networks in conjugate pairs and pockmarks in fine - grained series: timing of initiation and mutual relationships. Submitted to *Marine Geology*.

IMRAN , J., PARKER , G., AND PIRMEZ , C., 1999, A non linear model of flow in meandering sub-marine and subaerial channels: *Journal of Fluid Mechanics*, v. 400, p. 295–331 .

ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. *Rend. R. Acc. Lincei* 23, 759-770.

KEATING, B.H. AND W.J. MCGUIRE, (2000). Island edifice failures and associated tsunami hazards. *P. Appl. Geophys.* 157, 899-955.

KINDLER P., DFAVAUD E. & STRASSER A. (1997) – *Tyrrhenian coast deposit from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial*. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 1-25.

KNELLER B. (2003). The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology* 20, 901-910.

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) – Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs. *Quaternary Science Review* 23, 1567-1598

LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F. & TILOCCA G. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. *Mem. Soc. Geol. It.*: 36, 31-40, Roma.

LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZ P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. *Period. Min.*: 66, 7-61, Roma.

LECCA L., PANIZZA V. & PISANO S. (1998) – *The sedimentary framework of Cagliari Basin: a Plio-Quaternary underfed rift basin in the Southern Sardinia Margin*. *Quaternario It. J. Quat. Sc.*, 11(2), 1-19, 3 plates.

LECCA L., DEMURO S., COSSELLU M. & PAU M., (2005). *I sedimenti terrigeno-carbonatici olocenici della piattaforma del Golfo di Cagliari. Il Quaternario* 18 (2), 201 - 221.

LEOPOLD K.B., WOLMAN M. G., (1957). *River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*, USG Professional Paper 282-B, 39-103.

LEYLAUD D., A*, J. MIENERT A, M. VANNESTE B. Submarine mass movements on laciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering echanisms and preconditions to failure.

MACCIONI L., MARCHI M. & ASSORGIA A. (1990a) - *Carta Geopetrografica dell'Isola di Sant'Antioco (Sardegna)*, 1:25.000, SELCA, Firenze.

MALINVERNO A. & RYAN W., (1986). – Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.

MARINI A. & MURRU M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore e il Pleistocene*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*: 6, 39-42, Torino.

MASCLE, GEORGES; TRICART, PIERRE; TORELLI, LUIGI; BOUILLIN, JEAN-PIERRE; ROLFO, FRANCO; LAPIERRE, HENRIETTE; MONIÉ, PATRICK;

DEPARDON, STEPHANE; MASCLE, JEAN; PEIS, DAVIDE (2001): Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. *Marine Geology*, 179(3-4), 179-201, doi:10.1016/S0025-3227(01)00220-1.

MASSOLI NOVELLI R. (1965) - *Studio geopetrografico della zona di Sarroch. Nota I - Le andesiti*. Ric. Sci.: 8, 1577-1596, Roma.

MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Studio geo-petrografico dell'area vulcanica di Sarroch - Nota 2: I conglomerati vulcanici*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 37, 125-141, Cagliari.

MASSOLI NOVELLI R. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'area vulcanica di Sarroch-Pula (Cagliari) - Nota 3: Su un filone dacitico*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 38, 203-212, Cagliari.

MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - Il Quaternario della Sardegna. "Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna)", Cagliari, 59-69.

MAZZEI R. & OGGIANO G. (1990) - *Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale)* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 97, 119-147, Pisa.

MAUFFRET, A., PASCAL, G., MAILLARD, A., GORINI, C., (1995). Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology* 12, 645-666.

McCULLOCH D.S. (1989). Evolution of the onshore central California margin. In: Wintere E.L., HUSSONG D.M., DECKER R.W. (Eds), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geology of North America*, Vol. N, Geol. Soc. Am, Boulder, CO, 439-470.

MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - Il magmatismo preercinico della Sardegna. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T.,

GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali*. Società Geologica Italiana: 157-164, Cagliari.

MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the Pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter: 5, 87-91, Padova.

MICHARD, A., NEGRO, F., SADDIQI, O., BOUYBAOUENE, M.-L., CHALOUAN, A., MONTIGNY, R., GOFFÉ, B., (2006). Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebides mountain building: evidence from the Rif transect (Morocco), Kabylia

correlations (Algeria) and geodynamic implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Geosciences* 338, 92–114.

MINUCCI E. (1935) - *La regione vulcanica del Cixerri in Sardegna*. Boll. R. Uff. Geol. d'It.: 60, 1-124, Roma.

MITCHUM R. M., JR., P. R. VAIL, & B. SANGREE, (1977). - Stratigraphy and Global changes of sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences.

MOLLI, G., (2008). Northern Apennine–Corsica orogenic system: an updated review. In: Siegesmund, S., Fugenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds.), *Tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System*: Geological Society of London Special Publication, 298, 413–442.

MONTIGNY, R., EDEL, J.B., THUIZAT, R., (1981). Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K–Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters* 54, 261–271.

MORELLI E. (2011). - Studio dei principali lineamenti sommersi del margine tirrenico della Calabria, con particolare riferimento al Cayon di Stromboli e ai suoi tributari (*Canyon di Gioia, Mesima Angitola e Milazzo*). PhD Thesis.

MORELLI & NICOLICH, (1990). A cross section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern Segment (from the Alps to Tunisia). *Tectonophysics*, 176(1/2): 229-243.

MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) – *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Caenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy*. *Chemical Geology*: 118, 109-142, Amsterdam.

MULDER T. & ALEXANDER J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.

MULLINS H.T. & NAGHEL D.K., (1981). Franciscan-type rocks off Monterey Bay California: Implications for western boundary of the Salinian Block. *Geo- Mar. let.* 1, 135-139.

MUTTONI, G., GARZANTI, E., ALFONSI, L., CIRILLI, S., GERMANI, D., LOWRIE, W., (2001). Motion of Africa and Adria since the Permian: paleomagnetic and paleoclimatic constraints from Northern Libya. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 159–174.

NIXON, G.T., SNYDER, L.D., PAYIE, G.J., LONG, S., FINNIE, A., FRIEDMAN, R.M., ARCHIBALD, D.A., ORCHARD, M.J., TOZER, T., POULTON, T.P., & HAGGART, J.W. (2006). – *Geology of the Alice Lake area, northern Vancouver Island*: B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, *Geoscienze Map 2006-1*, scale 1:50,000.

OGGIANO G. (1987) - *La pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale)*, 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze. Olivieri, 1969.

ORRU' P., ANTONIOLI F., LAMBECK K. & VERRUBBI V. (2004) – *Holocene sea-level change in the Cagliari coastal plain (South Sardinia, Italy)* – *Quaternaria nova*, VIII, 193-210.

ORSINI J. (1976) - *Les granitoides Hercyniens corso sardes: mise en evidence de deux associations magmatiques*. Bull. Soc. Geol. Fr., 18: 1203-1206.

ORSINI J. (1979) - *Contribution à la connaissance des granitoides tardiorogeniques du batholite corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alkaline*. Travaux des Lab.Des Sc. De la Terre. Serie c, 3, 104, Saint Jerome Marseille.

ORSINI J.-B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille.

PECORINI G. (1962) - *Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna Nord-Occidentale)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 32, 377-380, Roma.

PECORINI G. (1963a) - *Contributo alla stratigrafia post-miocenica della Nurra di Alghero*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 33, 1-11, Cagliari.

PECORINI G. (1963b) - *Segnalazione di Eocene fossilifero nella Trexenta (Sardegna eridionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 33, 22-26, Cagliari.

PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche iostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It.: 8, 421-451, Roma.

PÉRÈS J.M. & PICARD J. (1964) – *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. Sta. Mar. Endoume, Bull., 31, 59–63.

PIRMEZ C., BEAUBOUF R.T., FRIEDMANN S.J., MOHRIG D. (2000). Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: Example from Late Pleistocene system and implications for the architecture of deep-water reservoirs, paper presented at 20th Annual Research Conference, Deep-Water reservoirs of the world, Gulf Coast sect. of Econ. Paleontol. And Mineral. Found., Houston, Tex.

PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. It.: 18, 303-314, Modena.

PITTAU DEMELIA & LOI, (1981) - *Stratigrafia palinologica del Golfo di Cagliari*. Geografia Fis.Dinam.Quatern., 5, 1-6.

POMESANO CHERCHI A. (1971b) - *Studio stratigrafico e micro paleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It.: 10, 1-16, Roma.

REHAULT J.-P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean basin geological evolution*. Marine Geology: 55, 447-477, Amsterdam.

REHAULT, J.-P., BOILLOT, G., MAUFFRET, A., (1985). The western Mediterranean basin. In: Stanley, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer Verlag, Berlin, 101–129.

RICCI C.A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 1978, 23-38, Stuttgart.

RIBEIRO A., CRAMEZ C. & ALMEIDA REBELO J. (1964) - *Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal)*. C. R. Acad. Sci. Paris: 258, 263-265, Paris.

ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J.E., (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London Special Publication 17, 1–74.

ROSENBAUM, G., LISTER, G.S., DUBOZ, C., (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. Journal of the Virtual Explorer 8, 107–130.

SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva ardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale)*. Rend. Soc. Geol. It.: 9, 7-10, Roma.

SARTORI, R., CARRARA, G., TORELLI, L., ZITELLINI, N., (2001). Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal Plain). Marine Geology 175, 47–66.

SAVELLI C., BECCALUVA L., DERGIU M., MACCIOTTA G., MACCIONI L. (1979) – *K/Ar geochronology and evolution of the Tertiary “calc-alkalic” volcanism of Sardinia (Italy)* – Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 257-269

SAU A., LECCA L., LONIS R., SECCHI F. & FERCIA M.L. (2005) - *La seconda fase del Rift Sardo: evoluzione e vulcanismo dei sub-bacini transtensionali di Ardara-Chilivalni e di Bonorva (Sardegna settentrionale)*. Boll.Soc.Geol.It. , 124, 3-20.

SCANDONE, P., (1980). Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. Bollettino. Società Geologica Italiana 98, 27–34.

SCHETTINO, A., TURCO, E., (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geological Society of America Bulletin 123, 89–105.

SHUMM S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication 31, 19-29.

SEGRE A.G. (1969) – *Le linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relativa alla trasgressione marina versiliana*. Quaternaria, II, 141-154.

SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973) – *Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of equatorial Pacific core 28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10 year and 10 year scale*. Quaternary Research 3: 39-55.

SHACKLETON N.J., HALL M., LINE J. & CANG S. (1983) – Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, Vol. 306, pp. 319.

SPERANZA, F., VILLA, I.M., SAGNOTTI, L., FLORINDO, F., COSENTINO, D., CIPOLLARI, P., MATTEI, M., (2002). Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics* 347, 231–251.

STRZERZYNSKY, P., DÉVERCHÈRE, J., CATTANEO, A., DOMZIG, A., YELLES, K., MERCIER DE LÉPINAY, B., BABONNEAU, N., BOUDIAF, A., (2010). Tectonic inheritance and Pliocene–Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics* 29. doi:10.1029/2009TC002547.

SULTAN, N., COCHONAT, P., CANALS., M., CATTANEO, A., DENNIELOU, B., HAFLIDASON, H., LABERG, J.S., LONG, D., MIENERT, J., TRINCARDI, F., URGELES, R., VORREN, T.O., WILSON, C. (2004). Triggering mechanism of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology* 213, 291-321.

THOMAS B. & GENNESSEAU M. (1986) - A two-stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinian Straits. *Mar. Geol.* 72, 225-239.

TINTI STEFANO, ELISABETTA BORTOLUCCI, CLAUDIA ROMAGNOLI (2000). - Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy.

TRICART, P., TORELLI, L., ARGNANI, A., REKHISS, F., AND ZITELLINI, N., (1994), Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine chain off northern Tunisia (Central Mediterranean): *Tectonophysics*, v. 238, p. 317-329.

TRINCARDI, F., ZITELLINI, N., 1987. The rifting in the Tyrrhenian basin. *Geo-Marine Letters* 7, 1–6.

ULZEGA A., CARBONI S., COPPA DE CASTRO M.G., CRISTINI A., FAIS S., FERRARA C., LECCA L., LEONE F. (1979) *Indagini geologiche sulla piattaforma continentale sarda per la ricerca di placers*. In: Atti Conv. Naz. Sui Placers Marini, CNR, Trieste, 1980, 11-26, 1 f.

ULZEGA A. (1980b) – *La piattaforma continentale della Sardegna*. Estr. da: *La geografia nelle scuole*, rivista dell'Associazione Italiana Insegnanti di Geografia, 39-44.

ULZEGA A. & OZER A. (1980) - Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne. "INQUA - Commission des Lignes de Rivage", Cagliari 21-28 Avril 1980, 87.

ULZEGA A., COSTA C., CUOMO M., DE MURO S., LOI L., ORRU' P., PANIZZA V., PORCU G.P., SANNA C. (1986) - *Linee di riva sommerse nel Golfo dell'Asinara (Sardegna settentrionale)*. *Crociera oceanografica LM/MCS85*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, LVI (1), 91-106.

ULZEGA A., HEARTY P.J. (1986) *Geomorphology, stratigraphy and geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorphol. N. F., Suppl. Bd. 62, 119-129.

ULZEGA A. (1988): "Carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale" CNR.

VAI G.B. (1982) - *Fasi di "rifting", nuovi dati stratigrafici e conseguenze paleogeografiche nel Paleozoico inferiore*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 193-195, Cagliari.

VARDABASSO S. (1960) - *Recenti ricerche sulle coste della Sardegna e della Corsica*. Soc. Geogr. It.

VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It.: 3, 655- 673, Roma.

VIGLIOTTI L., KENT D.V. (1990) – *Paleomagnetic results of Tertiary sediments from Corsica: evidence of post-Eocene rotation* – Physics of the Earth and Planetary Interiors, 62, 97-108.

VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V.E. (1995) - *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova: 7, 424-435, Oxford.

VIGNAROLI, G., FACCENNA, C., ROSSETTI, F., JOLIVET, L., 2009. Insights from the Apennines metamorphic complexes and their bearing on the kinematics evolution of the orogen. Geological Society of London Special Publication 311, 235–256.

WHEELER, S.J. (1988). The Undrained Shear Strength of Soils Containing Large Gas Bubbles. *Geotechnique* 28 (3). 399-413.

WESTPHAL M., ORSINI J.B. & VELLUTINI P. (1976) - Le micro-continent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*: 30, 141-157, Amsterdam.

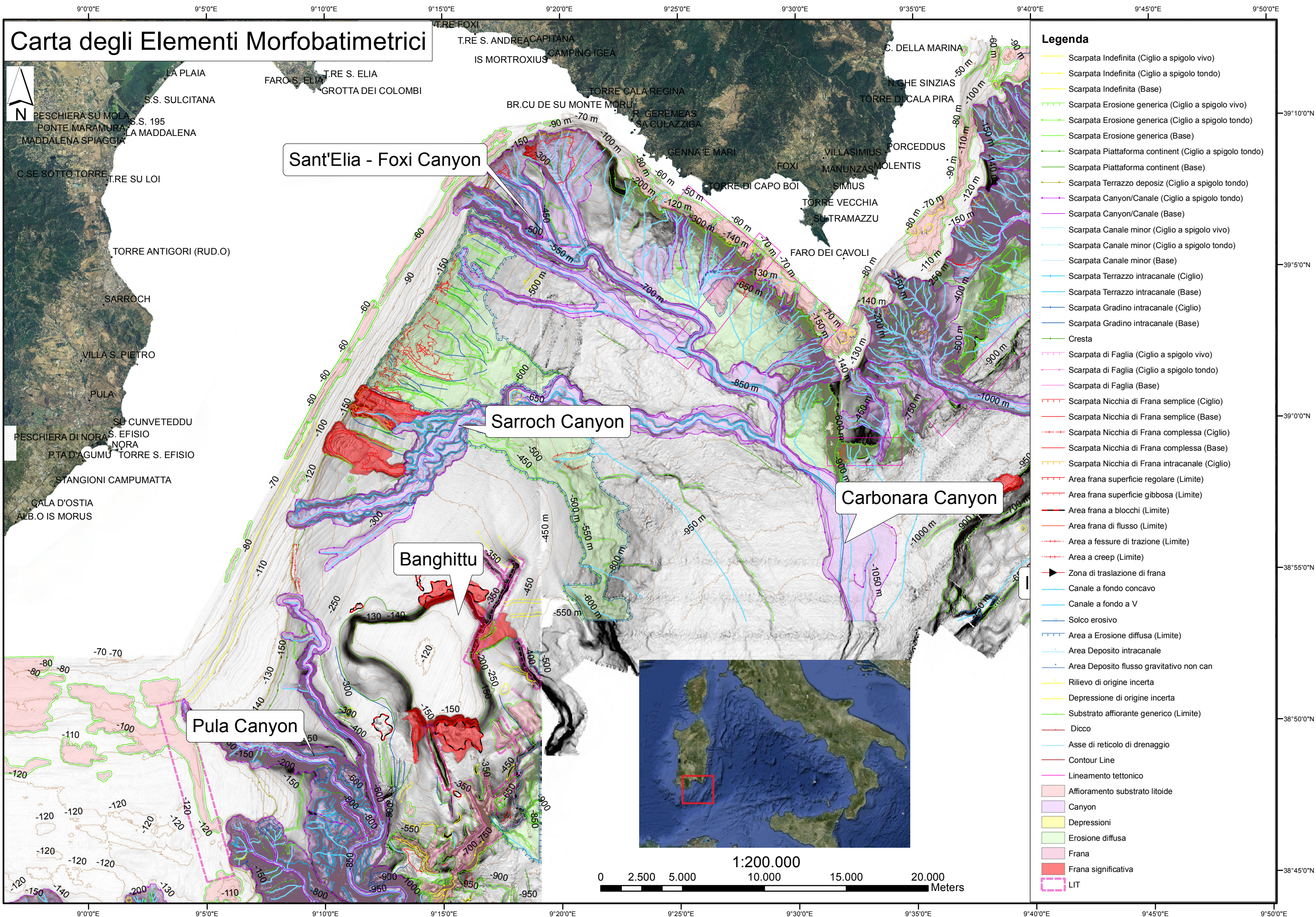
WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P., PECHERSKY D.M. & SIBUET J. (1986) - *Paleomagnetic implications on the evolution of the Thethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic*. *Tectonophysics*: 123, 37-82, Amsterdam.

WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M. & BARTOLE R. (1981). –Plio –Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In: Wezel F.C Ed., *Sedimentary basins of Mediterranean margins.*, 239-269, Tecnoprint, Bologna.

ZARCONI, G., PETTI, F.M., CILLARI, A., DI STEFANO, P., GUZZETTA, D., NICOSIA, U., 2010. A possible bridge between Adria and Africa: new paleobiogeographic and stratigraphic constraints on the Mesozoic palaeogeography of the Central Mediterranean area. *Earth-Science Reviews* 103, 154–162.

ZITO G., MONGELLI F., DE LORENZO S., DOGLIONI C. (2003). Heat flow and geodynamics in the Tirrhenian Sea. *Terra Nova* 15, 425-432.

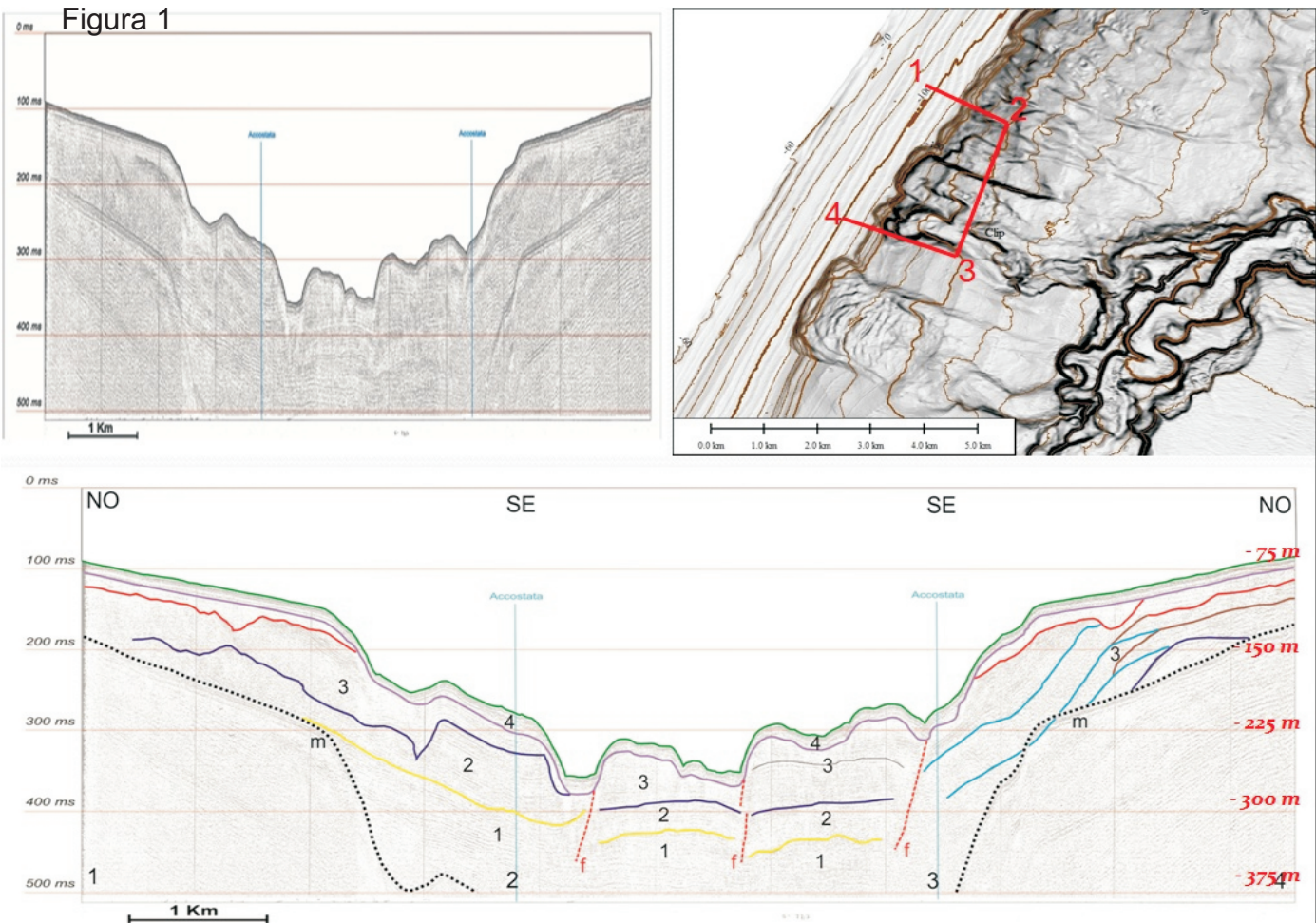
ALLEGATI



FOGLIO N60 - CAGLIARI

Il Foglio 60 “Cagliari si colloca nel margine continentale della Sardegna meridionale; tale settore è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali (Wezel et alii. 1981), nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et alii, 1998). La struttura del margine, è caratterizzata dalla sovrapposizione di due regimi successivi di deformazione. Il più antico corrispondente ad una fase compressiva di ispessimento crostale durante l'Oligocene – Miocene, contemporaneamente alla rotazione del blocco Sardo – Corso ed all'apertura del bacino Algero – Provenzale (Masclé et alii, 2001). In corrispondenza del bordo della Piattaforma Continentale sono stati rilevati in continuità corpi sedimentari interpretabili quali Terrazzi Deposizionali Sommersi (Ferraro et alii. 1996) riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare a -120 m, stage isotopico 2, (Chapel & Shackleton, 1986). Il terrazzo principale si sviluppa per circa 8 miglia, mentre la sua estensione perpendicolare alla costa si riduce a soli 200-300 in corrispondenza delle testate del canyon attivo di S. Elia (APAT, Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi, 2004). In piattaforma continentale esterna sono esposti sistemi deposizionali litorali relitti, dovuti alla trasgressione versiliana, stage 1 (Chapel & Shackleton, 1986), in facies di beach-rock arenaceo-conglomeratiche, interpretabili quali linee di riva sommerse (Segre, 1968). La giacitura in "bancate" debolmente inclinate verso il largo, tipica di questi affioramenti, riprende i caratteri giaciturali del corpo sedimentario di spiaggia; le strutture sedimentarie rappresentate sono quelle tipiche di ambiente litorale (quali laminazione piano-parallela, cuneiforme, sigmoidale ed inclinata) (Orrù et alii, 2004).

The N°60 Sheet "Cagliari" is located on the continental margin of southern Sardinia, this sector is characterized by a submarine depositional system controlled by Pliocene tectonics divided into several marginal basins (Wezel et al., 1981) in which arrives sedimentary contributions by various segments of the of the Continental Shelf (Lecca et al., 1998). The structure of the margin, is characterized by overlapping two successive regimes of deformation. The oldest corresponding to a compression phase of crustal thickening during the Oligocene - Miocene, simultaneously with the rotation of the block Sardo - Course and the opening of the basin Algero - Provencale (Masclé et al., 2001). On the edge of the Continental Shelf were detected in continuity sedimentary bodies interpreted as submerged depositional terraces (Smith et al., 1996) referring to the last low stand sea level at -120 m, MIS 2 (Chapel & Shackleton, 1986). The main terrace extends for about 8 miles, while its extension perpendicular to the coast is reduced to only 200-300 in correspondence with the active heads of S. Elia canyon (APAT, Atlas of submerged depositional terraces, 2004). On the outer continental shelf relic littoral depositional systems are exposed, due to the Versilian transgression, MIS 1 (Chapel & Shackleton, 1986), in beach- rock sandstone – conglomerate facies, interpreted as submerged shorelines (Segre, 1968). The “banks” arrangement slightly inclined towards the open sea, which is typical of these outcrops, takes the arrangement characters of the beach sedimentary body, sedimentary structures shown are typical of coastal environment (such as plane - parallel lamination, wedge-shaped, sigmoidal and inclined) (Orrù et al, 2004).



Nel settore superiore della scarpata sono presenti fenomeni gravitativi di rilevanti dimensioni (Figura 1); in particolare sono stati rilevati due sistemi principali, generati da diversi eventi che interessano, oltre che la scarpata superiore, il settore del ciglio della piattaforma. Si tratta di frane che coinvolgono volumi di sedimento dell'ordine di decine di milioni di m³ ciascuna, mostrano depositi caratterizzati da superficie gibbosa e creep che si riversano in prossimità del piede all'interno di un sistema di canyon con dinamiche di erosione di meandro. La sezione sismica sparker relativa al settore compreso tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore. È stato rilevato un sistema di faglie dirette che dislocano i sedimenti relativi alla serie deposizionale plio pleistocenica. Sono evidenziate in rosso in corrispondenza della piattaforma varie superfici di erosione relative a stazionamenti bassi del livello del mare.

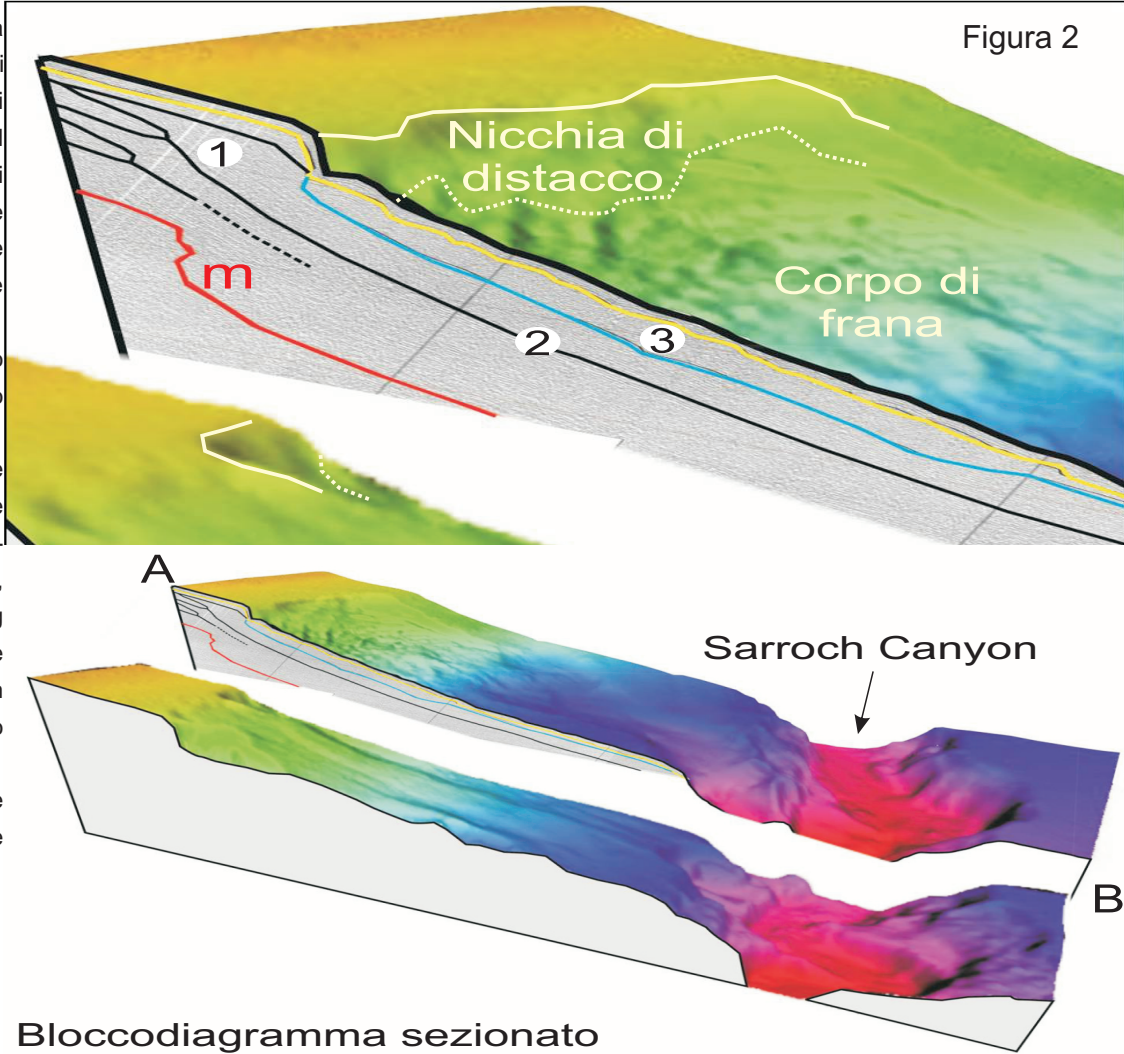
In the upper section of the slope gravitational phenomena are of significant size (Figure 1), in particular, were found two main systems, generated by various events that affect not only the upper slope, the area of the edge of the platform. It is landslides involving volumes of sediment in the order of tens of millions of m³ each, show deposits characterized by gibbous surface and creep which is discharged in the vicinity of the foot inside a canyon system with dynamic erosion of the meander. The sparker seismic section relating to the area between the continental shelf and upper slope. It was found a system of normal faults that displace sediments related to the Plio Pleistocene depositional series. Are highlighted in red at the various platform erosional surfaces

La frana rappresentata nel bloccodiagramma sezionato in figura 2 è caratterizzata da un'unica nicchia di distacco ed interessa un volume complessivo di sedimento stimato intorno ai 50 M di mc, il deposito derivante possiede una morfologia superficiale a creep, indice di movimenti viscoso plastici. La sezione sismica A – B evidenzia i diversi sistemi deposizionali di low stand relativi alle oscillazioni eustatiche (1), la serie deposizionale plio – pleistocenica (2), il corpo di frana (3) e la relativa superficie di scivolamento (in azzurro). Il meccanismo destabilizzante è duplice, da un lato vi è il collasso gravitativo che ha sede nel bordo della piattaforma, dall'altro vi è un importante processo di scalzamento alla base del deposito ad opera del canyon sottostante per erosione di meandro.

Il deposito interessato dall'evento è quello limo – argilloso che fossilizza i depositi del TDS dello stadio 2. L'ipotesi, rafforzata da studi di movimenti gravitativi in contesti simili è che essi si siano prodotti durante le prime fasi della risalita eustatica, circa 14000 – 12000 anni fa.

The landslide represented in bloccodiagramma sectioned in Figure 2 is characterized by a single detachment and affects a total volume of sediment estimated to be 50 M cubic meters, the store has a surface morphology due to creep, viscous plastic index movements. The seismic section A – B highlights the different depositional systems related to the fluctuations of eustatic low stand (1), the series depositional Plio - Pleistocene (2), the landslide body (3) and the corresponding sliding surface (in blue). The destabilizing mechanism is twofold, on the one hand there is the gravitational collapse which is located at the edge of the platform, on the other hand there is an important process of undermining the base of the deposit by erosion of the canyon below to meander.

The deposit is affected by the event that silt - clay that fossilized deposits of TDS stage 2. The hypothesis reinforced by studies of gravitational movements in similar contexts is that they are produced during the early stages of eustatic rise, about 14000-12000 years ago.



Bloccodiagramma sezionato



Bloccodiagramma rilievo di 'Su Banghittu'.
1 Nicchie di distacco; 2 Corpo di frana.

Figura 4

Un lembo residuale di piattaforma continentale è costituito dall'alto morfologico di "Banghittu", situato nel settore centrale del Golfo di Cagliari. Il bordo del rilievo è interessato da movimenti gravitativi che interessano il substrato roccioso a litologie mioceniche; il materiale del deposito derivante è costituito principalmente da blocchi di notevoli dimensioni (fino a 250 m).

Il corpo di frana (bloccodiagramma in figura 3) è suddivisibile in quattro settori distinti, (Illstad et al. 2004); al corpo principale del deposito al piede della scarpata (A) segue una zona caratterizzata dalla presenza di blocchi sparsi (B), dalla quale si ramificano percorsi di traslazione (C) dei blocchi slittati principali (D).

A strip of residual continental shelf is made from morphological high of "Banghittu", located in the central sector of the Gulf of Cagliari. The edge of the pad is affected by gravitational movements affecting the bedrock; the material of the deposit resulting mainly consists of blocks of considerable size (up to 250 m). The landslide body (bloccodiagramma in figure 3) is divided into four distinct areas, (Illstad et al. 2004) to the main body of the deposit to the foot of the slope (A) follows a zone characterized by the presence of scattered blocks (B), from which branch paths of traverse (C) of the main shifted blocks (D).

La morfologia del rilievo risulta condizionata da lineamenti tettonici ben evidenti nel suo settore nord – orientale (figura 1), dove è presente una famiglia di faglie orientate N 136° ed una quasi ortogonale ad esse orientata N 27°, che dislocano e basculano porzioni di piattaforma residuale con rigetti verticali intorno ai 160 metri. I più significativi interessano blocchi con dimensioni sino a 250 metri di lunghezza che migrano dal punto di distacco fino a diversi chilometri di distanza su piani debolmente inclinati, secondo le dinamiche del Debris Avalanche. La sezione sismica (Fig.3) 1kj O-P del settore settentrionale del Seamount Banghittu. Si osserva il basamento costituito da litologie terziarie presumibilmente mioceniche (1), la successione sedimentaria pliocenica (2) in discordanza con la successione pleistocenica (3) sulla quale scivolano i blocchi provenienti dalle porzioni più elevate delle pendici di Banghittu; infine è presente una sottile coltre deposizionale relativa alla sedimentazione attuale (4) che sigilla tutto il sistema.

The morphology of the relief is conditioned by tectonic features evident in its north - eastern sector (Figure 1), where there is a family of faults oriented N 136° and a nearly orthogonal to them oriented N 27°, which displace and basculano portions of residual discards vertical platform with around 160 meters. The most significant concern with block sizes up to 250 meters in length that migrate from the point of posting up to several kilometers away weakly inclined planes, according to the dynamics of Debris Avalanche. The seismic section 1 kj OP 's northern sector of the Seamount Banghittu. It is observed the base consists of lithologies tertiary presumably miocenice (1), the sedimentary sequence Pliocene (2) in discordance with the succession Pleistocene (3) on which the slide blocks from the higher portions of the slopes of Banghittu; finally there is a thin blanket depositional relative to sedimentation current (4) that seals the whole system.

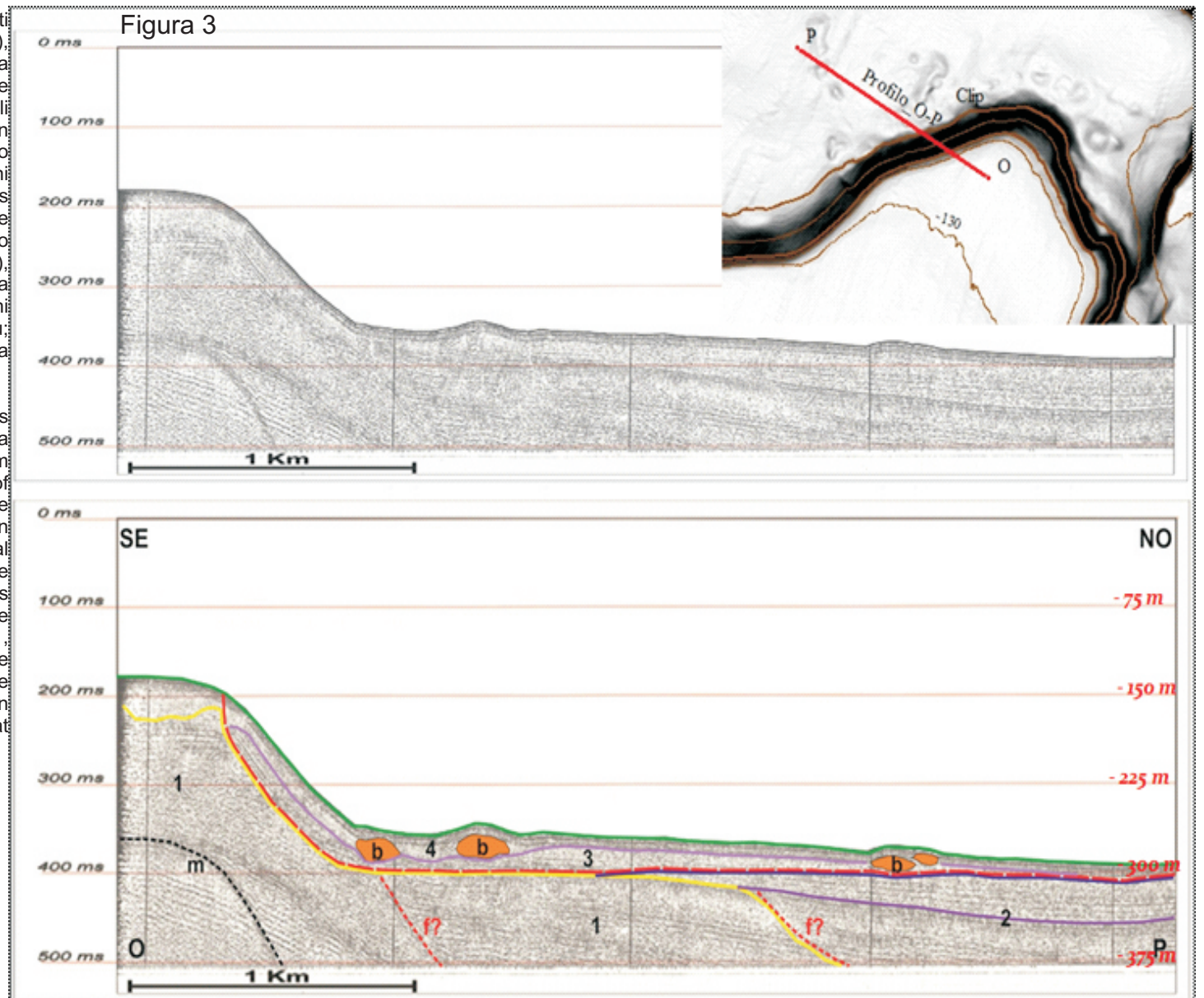


Figura 3

Bibliografia citata:

- APAT, Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi, 2004;
- BOUDILLIN J.P. et al., "PRELIMINARY THERMOCHRONOLOGICAL DATA ON THE SUBMERGED SARDINIAN AND KABYLIAN-PELORITAN INSULAR SHELVES IN THE SARDINIA CHANNEL (WESTERN MEDITERRANEAN)", Comptes rendus de l'Academie des sciences. Serie II. Sciences de la terre et des planetes, 326(8), 1998, pp. 561-566
- BOUMAA H., NORMARK W.R. & BARNES N. E. (EDS), 1985 - Submarine fans and related turbidite systems. Springer-Verlag, New York, 1-351.
- CHAPPELL & SHACKLETON - Oxygen isotopes and sea level - Nature 324, 137 - 140 (13 November 1986)
- FERRARO F. et al. - Terrazzi deposizionali sommersi della piattaforma continentale della Sardegna orientale e meridionale. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. 54, 1996
- GANDINA. (1970) - Dati preliminari sulle microfaune di tre sondaggi nel Golfo di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 89:507-512, Roma.
- ILLSTAD T. et al. (2004) - On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows. Marine Geology 213 (2004) 481-497.
- LECCAL., PANIZZA V. e PISANO S. (1998) – The sedimentary frameworks of Cagliari;
- MASCLE G. H., TRICARD P., TORELLI L., BOUILLIN J.P., ROLFO F., LAPIERRE H., MONIE' P., DEPARDON S., MASCLE J., PEIS D. (2001) – Evolution of the Sardinian channel (Western Mediterranean): New constraints from a diving survey on Cornacya seamount of SE Sardinia. Marine geology 179 (2001) 179 – 202;
- ORRU' et al. (2004) - Holocene sea-level change in the Cagliari coastal plain (Southern Sardinia, Italy)', Quaternaria Nova, vol. VIII, pp. 193-212.
- PITTAU DEMELIA & LOI 1982 - Stratigrafia palinologica dei sedimenti olocenici del Golfo di Cagliari (Sardegna). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 5: 69-74, Torino.
- SEGRE (1968) - Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana. Quaternaria XI, pp. 141-154.
- ULZEGAA., LEONE F. & ORRU P., (1986) - Geomorphology of Submerged Late Quaternary Shorelines on the S Sardinian Continental Shelf. Journal of Coastal Research, SI 1, 73-82.
- WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M., BARTOLE R., 1981. Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In: F.C. Wezel (ed.), Sedimentary Basins of Mediterranean Margins. C.N.R. Italian Project of Oceanography: 239-269;